

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
THE RUSSIAN FEDERAL SERVICE ON HYDROMETEOROLOGY
AND ENVIRONMENTAL PROTECTION



ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
THE STATE SCIENTIFIC CENTER OF THE RUSSIAN FEDERATION
THE ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH INSTITUTE



ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Problemy Arktiki i Antarktiki

Том 66, № 1, 2020

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 66, No 1, 2020

Санкт-Петербург
2020
Saint Petersburg

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».

Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Префикс DOI: 10.30758



Журнал публикует новые результаты комплексных исследований полярных областей Земли в области океанологии, метеорологии, климатологии, гидрологии, гляциологии, ледоведения, гидрохимии, палеогеографии, биологии и экологии полярных регионов, проблем экономической и социальной безопасности Арктики.

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

**Главный редактор — чл.-корр. РАН, д-р геогр. наук И.Е. Фролов,
научный руководитель ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия**

Заместители главного редактора:

д-р физ.-мат. наук **В.В. Иванов** (Санкт-Петербург, Россия), чл.-корр. РАН **В.Д. Каминский** (Санкт-Петербург, Россия),
канд. геогр. наук **В.Я. Липенков** (Санкт-Петербург, Россия), академик РАН **Г.Г. Матишов** (Ростов-на-Дону, Россия),
д-р физ.-мат. наук **Л.А. Тимохов** (Санкт-Петербург, Россия)

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук Г.В. Алексеев (Санкт-Петербург, Россия)	проф. А.В. Марченко (Лонгйир, Норвегия)
канд. физ.-мат. наук Л.П. Бобылев (Санкт-Петербург, Россия)	д-р геогр. наук Е.У. Миронов (Санкт-Петербург, Россия)
чл.-корр. РАН Н.Б. Вахтин (Санкт-Петербург, Россия)	канд. биол. наук А.В. Неелов (Санкт-Петербург, Россия),
проф. Т. Вихма (Хельсинки, Финляндия)	д-р геогр. наук А.Ю. Прошутинский (Вудс-Хоул, США)
д-р геогр. наук М.Н. Григорьев (Якутск, Россия)	академик РАН О.Н. Пугачев (Санкт-Петербург, Россия)
д-р Д.В. Дивин (Тромсё, Норвегия)	канд. геогр. наук В.Ф. Радионов (Санкт-Петербург, Россия)
чл.-корр. РАН С.А. Добролюбов (Москва, Россия)	проф. Д. Райно (Гренобль, Франция)
д-р физ.-мат. наук В.М. Катцов (Санкт-Петербург, Россия)	д-р физ.-мат. наук В.А. Рожков (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук Б.В. Козлов (Мурманск, Россия)	акад. РАН В.А. Румянцев (Санкт-Петербург, Россия)
академик РАН В.М. Котляков (Москва, Россия)	д-р техн. наук К.Е. Сазонов (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геол.-минерал. наук Г.Л. Лейченко (Санкт-Петербург, Россия),	д-р техн. наук К.Г. Ставров (Санкт-Петербург, Россия)
проф. М. Леппаранта (Хельсинки, Финляндия)	проф. Й. Тиде (Германия)
канд. техн. наук В.А. Лихоманов (Санкт-Петербург, Россия)	чл.-корр. РАН А.А. Тишков (Москва, Россия)
академик НАН В.Ф. Логинов (Минск, Беларусь)	д-р физ.-мат. наук О.А. Трошичев (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геогр. наук А.С. Макаров (Санкт-Петербург, Россия)	чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов (Петрозаводск, Россия)
д-р геогр. наук В.Н. Малинин (Санкт-Петербург, Россия)	д-р геогр. наук К.В. Чистяков (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук А.П. Махштас (Санкт-Петербург, Россия)	

Ответственный секретарь — канд. биол. наук **И.А. Алехина**

Литературный редактор — **Е.В. Миненко**

Оригинал-макет и подготовка к печати: **А.А. Меркулов**. Англоязычное редактирование: **Д.Г. Хвостенко**.

Свидетельство о регистрации печатного издания ПИ № ФС 77-73644 от 7 сентября 2018 г.

Свидетельство о регистрации сетевого издания ЭЛ № ФС 77-73287 от 20 июля 2018 г.

Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук. Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

Тел. +7(812) 416-4251, e-mail: aaresearch@aaari.ru

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

Сайт журнала: <https://www.aaresearch.science>

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»
70279 – на год; 48657 – на полгода; 70278 – на полгода (для предприятий и организаций).

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2020; © Росгидромет, 2020.

The journal continues the series of "Arctic Research", founded in 1937.
Four issues per year. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)
The journal is published under the scientific and methodological guidance of the Earth Sciences Division
of the Russian Academy of Sciences

DOI-prefix: 10.30758



The Journal publishes new findings of studies of the Earth polar regions in oceanology, meteorology, climatology, hydrology, glaciology, hydrochemistry, paleogeography, biology and ecology of the polar regions, and on the problems of economic and social security in the Arctic.

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – Ivan E. Frolov
corresponding member of the Russian Academy of Sciences, Dr of Sci. (Geography),
AARI Research Supervisor, St. Petersburg, Russia

Deputy of the Editor-in-Chief:

Vladimir V. Ivanov, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia;
Valery D. Kaminsky, RAS corr.member, Dr. of Sci. (Geology and mineralogy), St. Petersburg, Russia;
Vladimir Ya. Lipenkov, Cand. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;
Genady G. Matishov, academician, Dr. of Sci. (Geography), Rostov on the Don;
Leonid A. Timokhov, Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia.

Members of the editorial board:

Genrikh V. Alekseev , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;	Alexey V. Marchenko , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), Longyearbyen, Norway;
Leonid P. Bobylev , Cand. of Sci. (Physics and mathematics) St. Petersburg, Russia;	Evgeny U. Mironov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;
Kirill V. Chistyakov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;	Alexey V. Neelov , Cand. of Sci. (Biology), St. Petersburg, Russia;
Dmitry V. Divine , Cand. of Sci. (Geography), Tromsø, Norway;	Andrey Yu. Proshutinsky , Dr. of Sci. (Geography), Woods Hole, USA;
Sergey A. Dobrolyubov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia;	Oleg N. Pugachev , academician, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;
Nikolay N. Filatov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Petrozavodsk, Russia;	Vladimir F. Radionov , Cand. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;
Mikhail N. Grigoriev , Dr. of Sci. (Geography), Yakutsk, Russia;	Dominique Raynaud , Prof. emer., Grenoble, France
Vladimir M. Kattsov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia;	Valentin A. Rozhkov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia;
Vladimir M. Kotlyakov , academician, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia;	Vladislav A. Rumiantsev , academician, Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;
Boris V. Kozelov , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), Murmansk, Russia;	Kirill E. Sazonov , Dr. of Sci. (Technology), St. Petersburg, Russia;
German A. Leitchenkov , Dr. of Sci. (Geology and mineralogy), St. Petersburg, Russia;	Konstantin G. Stavrov , Dr. of Sci. (Technology), St. Petersburg, Russia;
Matti Leppäranta , Ph.D. (Geography), Prof. emer., Helsinki, Finland;	Jörn Tiede , Prof., Bremerhaven, Germany
Vladimir A. Likhomanov , Cand. of Sci. (Technology, P.E.), St. Petersburg, Russia;	Arkady A. Tishkov , RAS corr. member, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia;
Vladimir F. Loginov , academician, Dr. of Sci. (Geography), Minsk, Belarus;	Oleg A. Troshichev , Dr. of Sci. (Physics and mathematics), St. Petersburg, Russia;
Alexander S. Makarov , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;	Nikolay B. Vakhtin , corr. member, Dr. of Sci. (Linguistics); St. Petersburg, Russia;
Alexander P. Makshtas , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;	Timo Vihma , Prof., Helsinki, Finland.
Valery N. Malinin , Dr. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;	

Executive Secretary – **Irina A. Alekhina**

Literary Editor – **Elena V. Minenko**

Original layout and preparation for printing: **Alexander A. Merkulov**. English language editor: **Dmitry G. Khvostenko**.

Registration Certificate for the print publishing ПИ № ФС 77-73644 of September 7, 2018.

Registration Certificate for the web publishing ЭЛ № ФС 77-73287 of July 20, 2018.

Issued by the Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media

The Journal is licenced and indexed by the Supreme Certification Commission in Moscow (VAK). The Journal publishes papers on the next scientific specialties of the Supreme Certification Commission: 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Contacts:

199397 Saint Petersburg, Bering str, 38; phone: +7 (812) 416-4251; e-mail: aaresearch@aari.ru.
State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute
<https://www.aaresearch.science>

Subscription indexes of the journal in the Agency Rospechat OJSC catalog "Newspapers. Journals"
70279 – for a year; 48657 – for half a year; 70278 – for half a year (for enterprises and organizations).

© SSC RF AARI, 2020; © Roshydromet, 2020.

СОДЕРЖАНИЕ

ОКЕАНОЛОГИЯ

<i>Г.Н. Войнов, О.А. Морозова, А.В. Нестеров, К.А. Корнишин, Я.О. Ефимов.</i> Приливы в южной части Карского моря в районе о. Белый	6
<i>А.А. Пискун, Г.Н. Войнов.</i> Стонно-нагонные колебания уровня воды в Новом Порту (Обская губа).....	20
<i>А.Г. Егоров.</i> Пространственное положение кромки льдов в августе – сентябре в восточных морях России в начале XXI в.	38

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

<i>Л.В. Егорова.</i> Анализ эффектов авроральных суббурь по данным вертикального зондирования ионосферы в Арктике	56
<i>В.П. Устинов, Е.Л. Баранова, К.Н. Вишератин, М.И. Грачев, А.В. Кальсин.</i> Вариации метана в атмосфере Антарктиды в 2009–2017 гг. по данным наземных и спутниковых измерений	66

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

<i>П.В. Максимова, А.В. Чернов, В.Ал. Лихоманов, Н.А. Крутина,</i> <i>В.Ан. Лихоманов.</i> Исследование реакций корпусных конструкций НЭС «Академик Трёшников» на ледовые воздействия в рамках первого этапа экспедиции «Трансарктика-2019»	82
<i>К.Н. Звягин, Д.Д. Мальцев.</i> К вопросу о подавлении цифрового шума при автоматическом построении контуров объектов «лед – вода» при обработке ледовой информации	102

CONTENTS

OCEANOLOGY

<i>G.N. Voinov, O.A. Morozova, A.V. Nesterov, K.A. Kornishin, Ya.O. Yefimov.</i> Tides in the southern area of the Kara Sea in the vicinity of the Belyi island	6
<i>A.A. Piskun, G.N. Voinov.</i> Storm surges in the water level variation in the New Port (gulf of Ob)	20
<i>A.G. Egorov.</i> Spatial location of ice edge in August – September in the Russia’s eastern seas in early 21 st century	38

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<i>L.V. Egorova.</i> Analysis of the effects of auroral substorms on the data of ionosphere vertical sounding in the Arctic	56
<i>V.P. Ustinov, E.L. Baranova, K.N. Visheratin, M.I. Grachev, A.V. Kalsin.</i> Variations of methane in the Antarctic atmosphere in 2009–2017 by ground-based and satellite data	66

APPLIED PROBLEMS

<i>P.V. Maksimova, A.V. Chernov, V.Al. Likhomanov, N.A. Krupina, V.An. Likhomanov.</i> Research of R/V “Akademik Tryoshnikov” hull structures response to ice actions during the first stage of the expedition “Transarktika-2019”	82
<i>K.N. Zvyagin, D.D. Maltsev.</i> Revisiting the digital noise reduction in automatic contouring of “ice-water” objects	102

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-6-19>
УДК 551.466.713



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ПРИЛИВЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ
В РАЙОНЕ О. БЕЛЫЙ

Г.Н. ВОЙНОВ^{1,2*}, О.А. МОРОЗОВА², А.В. НЕСТЕРОВ³, К.А. КОРНИШИН³, Я.О. ЕФИМОВ⁴

¹ ФГБУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова», Санкт-Петербургское отделение, Санкт-Петербург, Россия

² ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

³ ПАО «НК «Роснефть»», г. Москва, Россия

⁴ ООО «Арктический научный центр», г. Москва, Россия

*voinovgn@mail.ru

Резюме

В настоящей работе впервые было проведено исследование приливных колебаний уровня в южной части Карского моря на акватории к северу от о. Белый по данным длительных наблюдений на притоленной автономной буйковой станции (ПАБС) за период 2014–2016 гг. Гармонический анализ приливов проводился с помощью метода наименьших квадратов по версии ААНИИ. На основании результатов скользящего гармонического анализа по месячным и годовым сериям было установлено, что наблюдения на ПАБС следует разделить на два независимых ряда. При этом была подтверждена однородность колебаний уровня второго ряда. Рассмотрены основные характеристики прилива двух рядов уровня и установлен вид и характер сезонной изменчивости основных волн прилива. Были получены оценки гармонических постоянных и основные характеристики прилива по наблюдениям за уровнем моря в районе о. Белый в Карском море. Определены наиболее вероятные координаты ПАБС по эмпирическим приливным картам волны M_2 , после ее смещения с первоначального места установки. Новые значения гармонических постоянных восьми главных волн прилива позволили оценить эмпирические котидальные карты этих волн, полученные ранее.

Ключевые слова: гармонические постоянные, Карское море, основные характеристики прилива, приливные колебания уровня, сезонный ход приливной волны M_2 .

Для цитирования: Войнов Г.Н., Морозова О.А., Нестеров А.В., Корнишин К.А., Ефимов Я.О. Приливы в южной части Карского моря в районе о. Белый // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. Вып. 1. С. 6–19. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-6-19>.

Поступила 30.10.2019

После переработки 20.01.2020

Принята 19.02.2020

TIDES IN THE SOUTHERN AREA OF THE KARA SEA IN THE VICINITY OF THE BELYI ISLAND

GENNADY N. VOINOV^{1,2*}, OLGA A. MOROZOVA², ALEXANDER V. NESTEROV²,
KONSTANTIN A. KORNISHIN³, YAROSLAV O. YEFIMOV⁴

¹ Zubov State Oceanographic Institute, St. Petersburg, Russia

² State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

³ PAO (Public Joint Stock Company) "Rosneft", Moscow, Russia

⁴ OOO (Limited Liability Company) "Arctic Research Center", Moscow, Russia

*voinovgn@mail.ru

Summary

A number of promising hydrocarbon deposits are known in the south-western part of the Kara Sea. A safe development of these deposits requires hydrometeorological support, including sea-level observations. The paper deals with sea-level data of autonomous anchored buoy station. The period of observation is about 2 years, and the observation dataset is divided into 2 periods due to the displacement of the buoy station. The coordinates of the first position of the buoy station are known but they had been changed after the displacement (possibly due to the action of the ice ridge keels).

Data from two time series of observations are studied by harmonic analysis, using the method of least squares by AARI version. According to the average monthly and mean annual values of the main tides it is found that the data includes two independent series. It is determined that the second series may be considered uniform. In order to locate of the anchored buoy station we calculated new coordinates using the empirical tidal charts of the M_2 wave.

As a result, the harmonic constants of the eight main tidal waves for the Belyi Island area are presented for the first time. The new data confirms the amphidromic system in tides O_1 and Q_1 , between the Zhelaniya Cape and the Belyi Island. According to the new data the maximum seasonal variation in the range of M_2 tide was observed in June, and the minimum of the phase angle was observed in July. This unusual seasonal variation of the M_2 tide corresponds to previous observations data from the Uedinenia Island.

Keywords: coastal tides, harmonic constituents, main characteristics of the tide, seasonal variation of the M_2 tide, the Kara Sea.

For Citation: Voinov G.N., Morozova O.A., Nesterov A.V., Kornishin K.A., Yefimov Ya.O. Tides in the southern area of the Kara Sea in the vicinity of the Belyi island. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (1): 6–19. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-6-19>.

Received 10.30.2019

Revised 01.20.2020

Accepted 02.19.2020

ВВЕДЕНИЕ

В акватории Восточно-Приновоземельских лицензионных участков, расположенных в юго-западной части Карского моря, выявлено несколько перспективных на углеводороды структур [1]. Освоение нефтегазовых месторождений требует гидрометеорологического обеспечения, для этого по заказу ПАО «НК «Роснефть»» в 2014 г. была поставлена на годичный период притопленная автономная буйковая станция (ПАБС 8), измеряющая, помимо колебаний уровня моря, течения, дрейф льда и волнение (рис. 1).

Режим приливов в южной части Карского моря в XIX в. изучался по данным нерегулярных наблюдений за уровнем моря, полученным исключительно на береговых и островных станциях. Регулярные круглогодичные ежедневные и срочные наблюдения за колебанием уровня Карского моря были организованы на полярных станциях в 50–70-е гг. XX в. В это же время получены немногочисленные кратковременные ряды наблюдений за уровнем в открытом море в экспедициях Арктического института, Управления Главсевморпути и Гидрографического предприятия ММФ. По данным, полученным с береговых станций и из экспедиций, был установлен основной характер распространения приливной волны M_2 в юго-западной части Карского моря, выявлена сезонная изменчивость прилива под влиянием ледяного покрова [2–4]. Применяемая в то время методика обработки прилива не позволяла выявить ошибки расчета суточных волн, имеющих небольшие амплитуды (2–3 см). В ряде работ по численному моделированию также наблюдаются большие расхождения в структуре суточных приливов [5–7].

В результате применения метода наименьших квадратов по версии ААНИИ, который лишен ряда недостатков ранее применяемых классических методов для гармонического анализа приливов, были получены новые оценки характеристик приливов в спектре от долгопериодных до суточных мелководных, представлены новые котидальные карты долгопериодных, суточных и полусуточных волн приливов [8].

В XXI в. первые длительные наблюдения за уровнем в открытом море были получены в 2012–2013 гг. и охватывали юго-западную часть Карского моря. В работе [9] представлена структура полусуточных и суточных приливов в юго-западной части Карского моря на основе этих наблюдений в летний сезон.

Представленные нами результаты существенно дополняют сведения о приливах и подтверждают в общих чертах полученные ранее приливные карты основных волн прилива, представленные в работе [9]. В отношении приливных карт волн O_1 и Q_1 новые сведения в открытом море являются важными, так как ранее привлекались результаты в основном кратковременных береговых наблюдений, из которых константы приливов O_1 и Q_1 достоверно не определяются. Авторами впервые были рассчитаны гармонические постоянные прилива для района о. Белый. Одним из ключевых результатов исследований в данной работе является определение вероятных координат смещенной ПАБС по эмпирическим приливным картам волны M_2 и установление однородности наблюдений на ПАБС после смещения.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исходными данными для анализа приливов в районе о. Белый послужили наблюдения на ПАБС 8, которая была установлена в 2014 г. в точке с координатами $73^\circ 56,7'$ с.ш., $73^\circ 04,8'$ в.д., и наблюдения, полученные на той же ПАБС (ПАБС 8_2) после ее смещения в точку с координатами $74^\circ 02'$ с.ш., $73^\circ 00'$ в.д.

До 2017 г., когда сотрудниками ООО «Фертоинг» во время проведения полевых работ на побережье о. Белый был обнаружен гидролокатор верхнего обзора для профилирования льда (ГПЛ), ПАБС 8 считалась полностью утраченной. По информации, полученной с датчиков давления и наклона ГПЛ, было видно, что ПАБС 8 была смещена с первоначального места установки, причем в точку с меньшей глубиной (см. рис. 1, рис. 2). Предположительно основной снос станции происходил с 6 ч 40 мин 31 марта 2015 г. до 23 ч 0 мин 2 апреля 2015 г. (в течение 65,3 часов) и составил приблизительно 6,0 миль (около 11 км) в направлении на север. Такой расчет

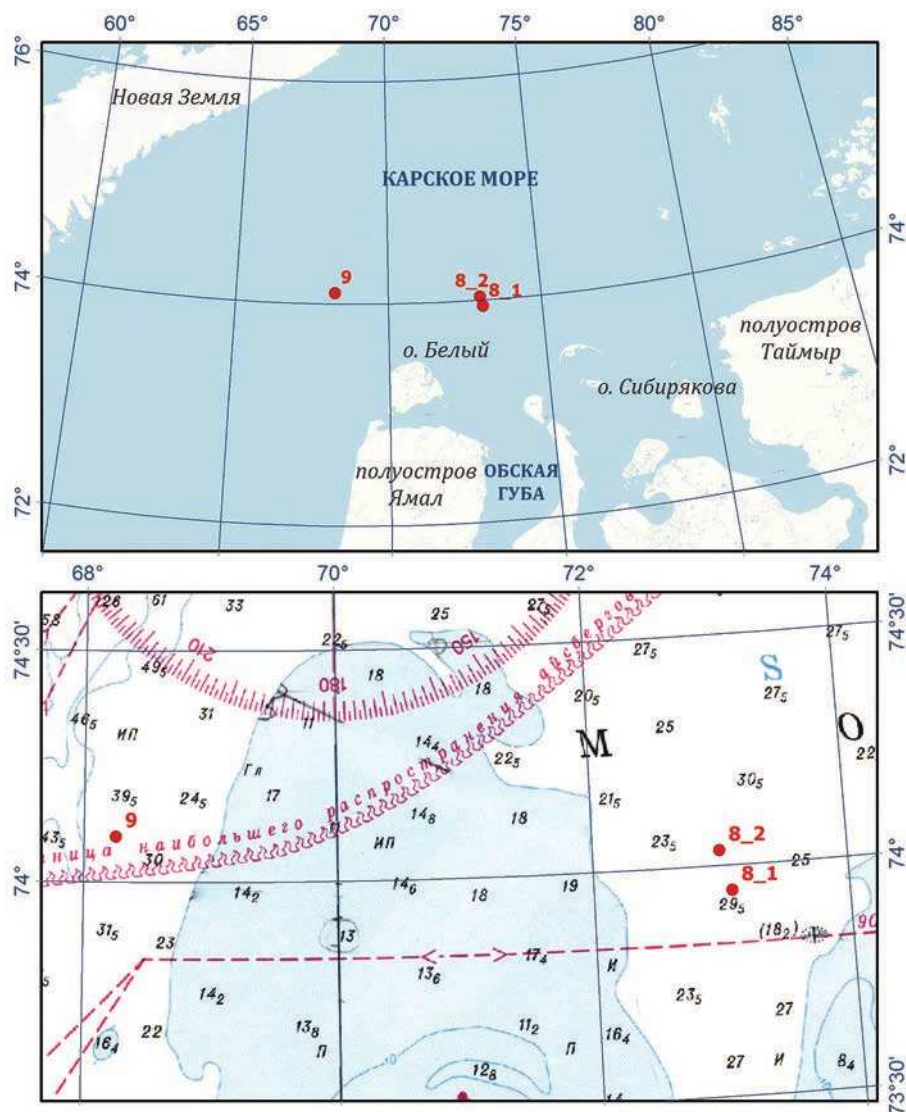


Рис. 1. Расположение ПАБС на акватории лицензионных участков в южной части Карского моря: 8_1 — первоначальное место установки ПАБС 8; 8_2 — местоположение ПАБС 8 после смещения; 9 — ПАБС 9

Fig. 1. Location of the autonomous bottom buoy stations in the water area of the licensed sections in the southern part of the Kara Sea: 8_1 — the initial location of the autonomous bottom buoy station 8, 8_2 — the location of the autonomous bottom buoy station 8 after displacement, 9 — autonomous bottom buoy station 9

основан на сведениях о течениях на поверхности и горизонте 19 м на одной из ближайших к ПАБС 8 станций — ПАБС 9 (см. рис. 1), где в указанный выше период наблюдалось результирующее течение на север со средней скоростью 4,8 см/с. По приливной карте волны M_2 [8–9] было определено, что ПАБС сместилась в точку

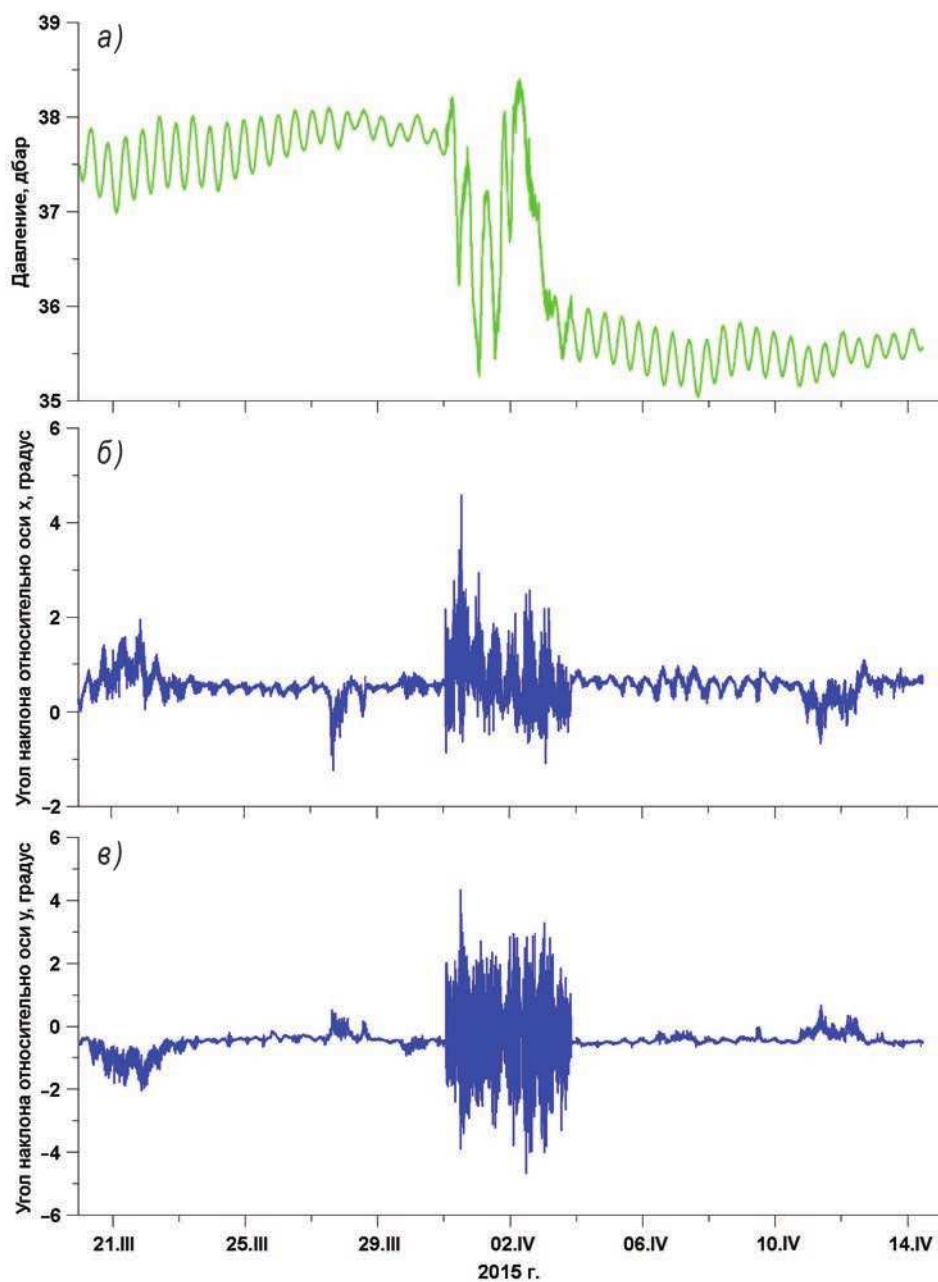


Рис. 2. Давление по ГПЛ (*a*) и угол наклона ГПЛ (*б* — относительно оси *x*, *в* — относительно оси *y*)

Fig. 2. Pressure according to the IPS-5 (*a*) and the slope angle of the IPS-5 (*б* — relative to the *x* axis, *в* — relative to the *y* axis)

с координатами — $74^{\circ}02'$ с.ш., $73^{\circ}00'$ в.д. Эти координаты определены нами по изменению фазы волны M_2 между ее средней оценкой по ряду № 1 (ПАБС 8_1) — $220,1^{\circ}$ (см. табл. 4) и оценкой из первой годовой серии ряда № 2 (ПАБС 8_2) — $211,62^{\circ}$ (см. табл. 2), которая составила $8,5^{\circ}$. Такое изменение фазы определяет смещение ПАБС на 6,8 мили (около 12,6 км) в направлении на северо-северо-запад.

На основании анализа значений средних месячных и средних годовых оценок основных волн прилива авторами было установлено, что наблюдения, полученные до смещения ПАБС и после, следует рассматривать как два строго независимых временных ряда. Первый ряд получен в месте постановки ПАБС и имеет продолжительность с 18 сентября 2014 г. по 31 марта 2015 г. (194 суток), а второй ряд (после перемещения ПАБС) охватывает период с 1 апреля 2015 г. по 23 июля 2016 г. (479 суток).

МЕТОД АНАЛИЗА И ОЦЕНКА ОДНОРОДНОСТИ ДАННЫХ

В наблюдениях за уровнем моря на ПАБС 8 в обоих рядах встречались как случайные выбросы, так и периоды сомнительных измерений в виде аномальных значений уровня. В ААНИИ разработана методика выявления и устранения подобных сомнительных измерений с помощью оценок результатов гармонического анализа по МНК отдельных годовых серий и отдельно месячных реализаций и контролю остаточного ряда (наблюдения минус предвычисления) [8, 10].

В арктических морях, как правило, сложные и мелководные волны в диапазоне спектра от 1/7-суточного до 1/12-суточного пренебрежимо малы по величине (менее 0,1 см). Поэтому в анализ отдельной годовой серии были включены только волны прилива от долгопериодного класса до 1/6-суточного класса (всего 92 волны или гармоники).

Поскольку дискретность измерений уровня составляла 10 минут, то на первом этапе проводилась процедура подавления высокочастотного шума с помощью сглаживающего фильтра [11]. Далее гармонический анализ приливных колебаний уровня выполнялся по временному ряду № 1 и по временному ряду № 2.

В обоих временных рядах присутствуют редкие случайные выбросы и несколько аномальных участков колебаний уровня, которые могут существенно исказить оценки констант волн прилива. Поэтому случайные выбросы выявлялись и устранялись на интерполяционные оценки по программе анализа выбросов, которая применялась не к наблюдаемому ряду, а к остаточному (наблюдения минус предвычисления). Во втором приближении производились выявление и замена аномальных участков уровня моря на предвычисленные значения [10]. Проблема обнаружения аномальных временных участков в наблюдениях за уровнем океана является самостоятельным научным направлением [12]. При наблюдениях на буйковых станциях от раскачки системы станции при действии волнения или сильного течения на заглубленный буй могут возникать колебания, приводящие к искажению показаний датчика гидростатического давления. Это проявляется в виде кратковременных аномальных участков временного хода уровня, которые необходимо заменять на предвычисленные значения для получения устойчивых оценок констант прилива.

В результате во временном ряду № 1 почти 3,5 суток было заменено на предвычисленные значения и около 13 суток — во временном ряду № 2. При этом наибольшее количество замен пришлось на апрель и июль – август 2015 г. (почти 8 суток). Причем в большинстве случаев наблюдалась взаимосвязь между усилением скорости течения до 65–70 см/с по данным наблюдениям на ПАБС 9 и появлением

аномальных временных участков колебаний уровня. Но имелись и случаи, не связанные с усилением течений, которые могут быть приписаны техническим сбоям в работе прибора.

Гармонический анализ временного ряда № 1 (18.09.2014 – 31.03.2015)

Особенность гармонического анализа неполных годовых серий (от нескольких месяцев до полугода и более) состоит в получении не совсем достоверных первичных смещенных оценок констант основных волн в условиях их заметной сезонной изменчивости. На оценки констант основной волны M_2 оказывают влияние второстепенные спутниковые волны, которые полностью разделяются только в годовых сериях. Этот факт детально описан в работе [8]. Для получения истинных оценок основных волн прилива необходимо провести их демодуляцию — очистку от влияния волн, вызывающих сезонную изменчивость. Необходимые для демодуляции соотношения были получены по результатам гармонического анализа временного ряда № 2, они приведены в таблице 1.

Таблица 1

Отношение амплитуд (dH) и разности фаз (dG) сложных волн к волне M_2

Table 1

The ratio of the amplitudes (dH) and the phase angles differences (dG) of complex waves to the M_2 wave

Волна	dH	dG
MTS_2	0,077	35,4
MST_2	0,1334	149,4
OP_2	0,0169	64,8
MKS_2	0,0380	136,7

Из данных табл. 1 видно, что наибольшее соотношение амплитуд сложных волн к волне M_2 наблюдается у волны MST_2 , которая отвечает за годовую периодичность амплитуды волны M_2 совместно с волной MTS_2 . Менее выраженной является полугодовая периодичность в годовом ходе амплитуды и фазы волны M_2 , формируемая волнами OP_2 и MKS_2 .

По программе демодуляции [8] с использованием указанных в табл. 1 соотношений амплитуд и разностей фаз была получена исправленная оценка констант волны M_2 . По результатам прямого анализа получили амплитуду 20,22 см и фазу $222,9^\circ$, а исправленные значения равны соответственно 20,78 см и $220,1^\circ$.

В целом 52 волны по амплитуде были выше 95 % доверительного интервала в своей полосе частот. К этому списку были добавлены четыре сложных волны. При использовании в предвычислении этих четырех волн, описывающих сезонный ход волны M_2 в годовом цикле, происходит качественное улучшение остаточного ряда: в нем полностью исчезает приливной остаток, который присутствует при расчете прилива по стандартной схеме.

Гармонический анализ временного ряда № 2 (01.04.2015 – 23.07.2016)

Основная проблема при гармоническом анализе ряда № 2 заключалась в установлении его однородности в отношении приливных колебаний уровня. Поэтому был проведен скользящий гармонический анализ со сдвигом в один месяц и окном в 1 год (366 или 365 суток). Всего было сформировано 5 годовых серий с периодом, близким к тропическому году (365,24 суток), и последняя из них была на 5 суток

короче года, но при анализе по МНК такое различие в длине ряда не оказывает значительного влияния на точность оценок констант прилива. Результаты анализа для волны M_2 представлены в табл. 2.

Таблица 2

Средние за год оценки амплитуды (H) и фазы (G в 0 поясе) для волны M_2 по результатам скользящего гармонического анализа прилива пяти годовых серий для временного ряда № 2

Table 2

The average annual amplitude (H) and phase angle values (G refers to Greenwich) for M_2 wave according to the results of a tide's moving harmonic analysis of five annual series for the time series No 2

№ годовой серии	Период анализа годовой серии	H , см	G , град
1	01.04.2015 – 30.03.2016	18,81	211,62
2	01.05.2015 – 30.04.2016	18,84	210,99
3	01.06.2015 – 30.05.2016	18,81	210,37
4	01.07.2015 – 30.06.2016	18,79	209,84
5	30.07.2015 – 23.07.2016	18,75	209,43
Разность между 1 и 5 сериями		–0,06	–2,19

Данные табл. 2 свидетельствуют о незначительном расхождении всех пяти оценок констант прилива волны M_2 между отдельными сериями, поэтому временной ряд № 2 можно считать однородным. Действительно, в остаточном ряду (наблюдения минус предвычисления) нигде не выявляется приливной остаток, который обязательно проявился бы в неоднородном ряду.

В целом на ПАБС 8_2 выделено 68 волн в классах прилива от долгопериодного до 1/6-суточного, которые по амплитуде были выше 95 % доверительного интервала в своей полосе частот.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ПРИЛИВОВ В РАЙОНЕ О. БЕЛЫЙ

Приводимые ниже выборочные оценки гармонических постоянных восьми основных волн прилива в двух точках (ПАБС 8_1 и ПАБС 8_2) являются достаточной базой для расчета общих характеристик прилива и основой для калибровки численных моделей.

В табл. 3 даны константы (амплитуды и фазы) восьми основных наибольших по величине волн прилива для ряда № 2.

В табл. 4 даны константы (амплитуды и фазы) восьми основных наибольших по величине волн прилива для ряда № 1.

Представленные в табл. 3 и табл. 4 основные волны полусуточного и суточного классов прилива позволяют полностью описать основные типы неравенства прилива и с достаточной для практических целей точностью предвычислить временной ход приливных колебаний уровня. Остальные второстепенные волны прилива, полученные в результате гармонического анализа, имеют скорее теоретический интерес. Например, мелководный прилив M_4 составляет на станциях всего 0,3–0,4 см.

Прежде всего по данным о константах основных волн из приведенных табл. 3 и табл. 4 видно, что приливная волна M_2 и приливная волна K_1 распространяются с севера на юг. Как амплитуды, так и фазы этих волн увеличиваются от ПАБС 8_2 к ПАБС 8_1. Это соответствует картине приливов волн M_2 и K_1 по эмпирическим картам [9].

Таблица 3

Средние годовые оценки амплитуды (H) и фазы (G в 0 поясе) прилива для волн $M_2, S_2, K_2, N_2, K_1, P_1, O_1, Q_1$ за период апрель 2015 г. — июль 2016 г. (479 суток)

Table 3

The average annual amplitude (H) and phase angle values (G refers to Greenwich) for the $M_2, S_2, K_2, N_2, K_1, P_1, O_1, Q_1$ waves over the period from April 2015 to July 2016 (479 days)

Волна	Гармонические постоянные			
	H , см	$\pm$ СКО, см	G , град	$\pm$ СКО, град
M_2	18,78	0,07	210,5	0,2
S_2	8,62	0,07	275,9	0,5
K_2	2,29	0,07	282,0	1,7
N_2	3,02	0,07	183,0	1,3
K_1	3,82	0,09	228,8	1,3
P_1	1,34	0,09	229,4	3,8
O_1	1,41	0,09	118,8	3,6
Q_1	0,53	0,09	5,8	9,7

Таблица 4

Средние оценки амплитуды (H) и фазы (G в 0 поясе) прилива для волн $M_2, SM_2, S_2, K_2, N_2, K_1, P_1, O_1, Q_1$ за период сентябрь 2014 г. — март 2015 г. (194 суток)

Table 4

The average amplitude (H) and phase angle values (G refers to Greenwich) of a tide for the $M_2, S_2, K_2, N_2, K_1, P_1, O_1, Q_1$ waves over the period from September 2014 to March 2016 (194 days)

Волна	Гармонические постоянные			
	H , см	$\pm$ СКО, см	G , град	$\pm$ СКО, град
M_2	20,78	0,26	220,1	0,7
S_2	9,72	0,26	286,2	1,5
K_2	4,37	0,26	292,2	3,4
N_2	3,47	0,26	191,6	4,3
K_1	4,46	0,19	233,1	2,4
P_1	1,91	0,19	212,3	5,7
O_1	1,52	0,19	106,2	7,1
Q_1	0,73	0,19	297,7	14,8

Согласно данным табл. 3 и табл. 4, прилив в южной части Карского моря носит правильный полусуточный характер. Критерий Дуванина равен 0,29. Более широко используемый в мировой практике критерий Куртье, определяемый по отношению суммы амплитуд суточных волн K_1 и O_1 к сумме амплитуд полусуточных волн M_2 и S_2 , дает значение 0,19. Это также указывает на прилив полусуточного характера. Этот вывод находится в согласии с выводом, полученным ранее по данным полярных станций [8].

Фазовое неравенство приливов выражено хорошо, поскольку отношение амплитуд волны S_2 к волне M_2 составляет 0,46–0,47 в обеих точках. Параллактическое неравенство,

связанное с моментами прохождения Луны через перигей или апогей, выражено слабо, так как амплитуда волны N_2 по величине значительно меньше амплитуды волны S_2 .

Так как возраст полусуточного прилива равен 2,7 дням, а возраст суточного прилива равен 4,2 дням, то сизигийные и тропические приливы будут запаздывать на эти значения от соответствующих астрономических моментов сизигий и склонений Луны, а значит, совпадать полностью не будут. Вследствие большого значения возраста суточных приливов тропические приливы (суточные приливы имеют максимальный размах) наблюдаются в промежутке между максимальным склонением Луны и нулевым склонением Луны. Наоборот, равноденственные приливы (минимальное развитие суточных приливов) наблюдаются между нулевым склонением Луны и максимальным склонением Луны. Кривая прилива в течение суток при развитии тропических приливов будет иметь небольшое неравенство высот двух последовательных полных вод и небольшое неравенство высот у малых вод.

Выполненная нами совместная оценка долгопериодных приливов по двум рядам показала, что только четыре волны (Sa , Ssa , Sta , Mf) превысили 95 % доверительный интервал, составивший $\pm 3,0$ см. Известно, что годовая, полугодовая и третьегодовая гармоники описывают сезонный ход уровня моря. При этом амплитуда годовой гармоники составляет 8,1 см, а полугодовой — 3,8 см.

Амплитуда полумесячного прилива Mf равна 6,4 см, что существенно превышает таковые значения, полученные по наблюдениям на станции Мыс Желания и станции Мыс Выходной (пролив Маточкин Шар) [8]. Причина этого заключается в воздействии метеорологических колебаний на частотах приливов, которые погашаются при наличии многолетних наблюдений. Но фазы этих приливов на ПАБС 8 близки к оценкам, полученным на полярных станциях.

Гармонические постоянные долгопериодных приливов позволяют выполнить оценку сезонного хода суммарного уровня. По константам этих приливов был произведен расчет среднесуточных значений уровня на период наблюдений, по которым были вычислены среднемесячные значения. Максимум сезонного хода уровня моря, который имеет в основном годовую периодичность, наблюдался в ноябре, а минимум отмечался в мае. Наши результаты расходятся с оценками сезонного хода уровня моря в работе [13]. В этой работе для южной части Карского моря считается характерным наступление максимума сезонного хода в июне, что объясняется влиянием стока реки Оби. Здесь надо пояснить, что описываемый нами сезонный ход относится к периоду сентябрь 2014 г. — июль 2016 г. В другие годы характер сезонного хода может быть иным, так как годовая и полугодовая гармоники имеют, как показывают многолетние наблюдения на полярных станциях, большой разброс от года к году [8]. Практический опыт выделения этих приливов по данным многолетних наблюдений за уровнем моря на береговых станциях свидетельствует о недостаточной устойчивости их оценок, полученных по единичным годовым сериям. Например, на полярной станции (п/ст) мыс Желания полугодовая гармоника в амплитуде имеет СКО $\pm 3,35$ см, а в фазе — $\pm 57,2^\circ$.

СЕЗОННЫЙ ХОД ПОЛУСУТОЧНЫХ ВОЛН ПРИЛИВА

Результаты анализа шести полных месячных серий ряда № 1 с октября 2014 г. по март 2015 г. не позволяют выполнить достоверную оценку сезонного хода основных волн прилива в годовом цикле. Можно только заметить, что имеющийся полугодовой ход амплитуд и фаз волны M_2 за октябрь — март по форме кривых подобен таковому для ряда № 2.

Сезонная изменчивость волны M_2

Результаты гармонического анализа месячных серий наблюдений за уровнем моря за период апрель 2015 г. – июль 2016 г. позволяют приблизительно оценить сезонную изменчивость гармонических постоянных основных волн прилива. Эта оценка носит в определенной степени индивидуальный характер, относящийся к исследуемому периоду наблюдений. Здесь так же, как и при оценке сезонного хода суммарного уровня моря, требуются многолетние наблюдения. Средние месячные оценки констант волны M_2 и их средний сезонный ход на ПАБС 8_2 представлены в табл. 5.

Таблица 5

Оценки средних векторных значений амплитуд (H) и фаз (G в 0 поясе) волны M_2 и их сезонный ход на ПАБС 8_2 за период 2015–2016 гг.

Table 5

The average vector values of the amplitudes (H) and phases angles (G refers to Greenwich) of M_2 wave and their seasonal variation according to the autonomous bottom buoy station 8_2 for the period 2015–2016

Месяц	Средние оценки		Сезонный ход	
	H , см	G , град	DH , %	DG , град
I	17,90	219,6	–4,7	9,0
II	18,57	220,4	–1,1	9,8
III	18,55	220,6	–1,2	10,0
IV	19,38	221,3	3,3	10,6
V	20,36	215,9	8,5	5,2
VI	21,25	207,6	13,2	–3,0
VII	19,56	199,6	4,2	–11,1
VIII	18,57	200,1	–1,1	–10,5
IX	18,40	200,4	–2,0	–10,3
X	18,82	201,7	0,2	–9,0
XI	18,41	206,2	–1,9	–4,4
XII	18,02	215,0	–4,0	4,3

По данным табл. 5 видно, что максимум средней месячной амплитуды наблюдается в июне, когда амплитуда на 12 % превышает среднегодовую, минимум в январе — среднемесячная амплитуда на 5,7 % меньше среднегодовой. Таким образом, сезонный ход амплитуды прилива выражен значительно, с размахом величины в 18 %. В отношении изменчивости фазы волны M_2 полученные оценки менее надежны вследствие больших ошибок в расчете средних месячных значений. Максимум фазы с превышением на $10,6^\circ$ от средней за год наблюдается в апреле, а минимум отмечается в июле с отклонением от среднего на $-11,1^\circ$.

Сезонный ход констант полусуточных волн N_2 и S_2 в общих чертах идентичен таковому волны M_2 . Но полученные оценки менее надежны. Максимум амплитуд этих волн также наблюдается в июне и достигает у N_2 и S_2 соответственно 18,4 % и 13,9 %. Минимум фаз отмечается в августе или сентябре и равен соответственно $-14,8^\circ$ и $-9,4^\circ$.

Согласно классификации кривых сезонного хода констант полусуточных волн прилива в арктических морях [8], в районе ПАБС 8_2 наблюдается аномальный тип

с выраженным максимумом амплитуды в июне и минимумом фазы в июле. Подобный вид сезонного хода (кроме изменения фазы) наблюдается также на п/ст о. Уединения [8].

В отношении суточных волн прилива K_1 и O_1 устойчивый ход их амплитуд и фаз не наблюдается вследствие большого разброса средних месячных значений амплитуд и фаз, и мы их не рассматриваем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная в [8,10] методика позволила идентифицировать материалы наблюдений за уровнем моря на ПАБС 8. Согласно результатам скользящего гармонического анализа было обнаружено, что массив данных следует разбить на 2 независимых ряда. При этом была установлена однородность второго ряда в отношении приливных колебаний уровня, то есть возможность использования этих данных для дальнейшего анализа приливов.

По эмпирическим приливным картам волны M_2 определены наиболее вероятные координаты ПАБС после ее смещения.

Представлены гармонические постоянные восьми основных волн прилива (в районе ПАБС 8_1 и ПАБС 8_2), которые являются новыми для южной части Карского моря и позволяют получить общие характеристики прилива, а также представляют интерес для калибровки численных моделей.

По данным о константах основных волн установлено, что приливная волна M_2 и приливная волна K_1 распространяются с севера на юг. Как амплитуды, так и фазы этих волн увеличиваются от станции 8_2 к станции 8_1, что соответствует картине приливов волн M_2 и K_1 по эмпирическим картам [8–9].

Новые данные подтвердили амфидромическую систему в приливах O_1 и Q_1 , расположенную между м. Желания и о. Белый, которая не имела надежного обоснования по результатам анализа кратковременных береговых наблюдений, вследствие малых амплитуд этих приливов [8].

Выявлен аномальный вид сезонной изменчивости полусуточного прилива, с максимумом амплитуды в июне и минимумом фазы в июле, подобный вид сезонного хода (кроме изменения фазы) наблюдается также на п/ст о. Уединения.

Конфликт интересов. Авторы статьи не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Сбор данных выполнен в рамках летних экспедиций в Карское море при финансовой поддержке ПАО «НК «Роснефть»».

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. The data have been collected within the summer expeditions in the Kara Sea with the financial support of Public joint stock company “NK Rosneft”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Ефимов Я.О., Миронов Е.У., Порубаев В.С. Межгодовая изменчивость продолжительности безледного периода в юго-западной части Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. № 3 (65). С. 239–254.
2. Максимов И.В., Контева А.В. Основные итоги изучения уровня Северного морского пути // XXV лет научной деятельности Арктического института. Л.; М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. С. 144–159.
3. Контева А.В. Приливо-отливные течения и дрейф льдов Карского моря // Тр. ААНИИ. 1958. Т. 89. 220 с.

4. Диесперова Р.А. Приливы Северного Ледовитого океана // Труды ГОИН. 1954. Вып. 19. 74 с.
5. Gjevik B., Straume T. Model simulations of the M_2 and K_1 tide in the Nordic seas and the Arctic ocean // *Tellus*. 1989. V. 41. № 1. P. 73–96.
6. Kowalik Z., Proshutinsky A.Yu. The Arctic ocean tides // *The Polar oceans* / Ed. O.M. Johannessen et al. American Geophysical Union, The Nansen cent. Geophysical monograph. Washington, 1994. V. 85. P. 137–158.
7. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 2. doi: 10. 1029/2003 GL019003.
8. Войнов Г.Н. Приливные явления в Карском море. СПб.: РГО, 1999. 109 с.
9. Войнов Г.Н., Смирнов К.Г. Структура полусуточных и суточных приливов в юго-западной части Карского моря // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2014. № 2 (100). С. 82–94.
10. Войнов Г.Н. Методика контроля и редакции многолетних рядов уровня моря // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2011. № 4 (90). С. 51–61.
11. Pugh D.T. Tides, surges and mean sea-level. New York, Brisbane, Toronto, Singapore: Wiley John & Sons Ltd. Chichester, 1987. 463 p.
12. Гетманов В.Г., Гвишиани А.Д., Камаев Д.А., Корнилов А.С. Алгоритмическое обнаружение аномальных временных участков в наблюдениях за уровнем моря // *Физика Земли*. 2016. № 2. С. 114–126.
13. Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю., Смирнов Н.П. Сезонные и многолетние колебания уровня морей Северного Ледовитого океана. СПб.: РГТМУ, 2000. 114 с.

REFERENCES

1. Sochnev O.Ja., Kornishin K.A., Efimov Ja.O., Mironov E.U., Porubaev V.S. Interannual variability of long ice-free period in the southwestern part of the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2019, 3 (65): 239–254. [In Russian].
2. Maksimov I.V., Kopteva A.V. Main outcomes of the sea level study of the Northern Sea Route. 25 years of scientific activities of the Arctic Institute. Leningrad; Moscow: *Izdatel'stvo Glavsevmorputi*, 1945: 144–159. [In Russian].
3. Kopteva A.V. Tidal stream and ice drift of the Kara Sea. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1958, 89: 220 p. [In Russian].
4. Diesperova R.A. Tides in the Arctic Ocean. *Trudy Gosudarstvennogo okeanograficheskogo instituta*. Proc. of SOI. 1954, 19: 74 p. [In Russian].
5. Gjevik B., Straume T. Model simulations of the M_2 and K_1 tide in the Nordic seas and the Arctic ocean. *Tellus*. 1989, 41 (1): 73–96.
6. Kowalik Z., Proshutinsky A.Yu. The Arctic ocean tides. *The Polar oceans*. Ed. O.M. Johannessen et al. American Geophysical Union, The Nansen cent. Geophysical monograph. Washington. 1994, 85: 137–158.
7. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic ocean. *Geophys. Res. Lett.* 2004, 31 (2): doi: 10. 1029/2003 GL019003.
8. Voinov G.N. *Prilivnye yavleniia v Karskom more*. The tidal occurrences in the Kara Sea. St. Petersburg: RGO, 1999: 109 p. [In Russian].
9. Voinov G.N., Smirnov K.G. Structure of semi-diurnal and diurnal tides in the southwestern area of the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2014, 2 (100): 82–94. [In Russian].
10. Voinov G.N. Method of control and revision of multi-year sea level series. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2011, 4 (90): 51–61. [In Russian].

11. Pugh D.T. Tides, surges and mean sea-level. New York, Brisbane, Toronto, Singapore: Wiley John & Sons Ltd. Chichester, 1987: 463 p.
12. Getmanov V.G., Gvishiani A.D., Kamaev D.A., Kornilov A.S. Algorithmic detection of anomalous time intervals in sea level observations. *Fizika Zemli*. Physics of the Earth. 2016, 2: 114–126. [In Russian].
13. Vorob'ev V.N., Kochanov S.Iu., Smirnov N.P. *Sezonnye i mnogoletnie kolebaniia urovnia morei Severnogo Ledovitogo okeana*. Seasonal and multi-year changes in sea level of the Arctic Ocean. St. Petersburg: RSHU, 2000: 114 p. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-20-37>
УДК 551.466.713



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В НОВОМ ПОРТУ (ОБСКАЯ ГУБА)

А.А. ПИСКУН¹, Г.Н. ВОЙНОВ^{1,2*}

¹ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² ФГБУ «Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова», Санкт-Петербургское отделение, Санкт-Петербург, Россия

*voinovgn@mail.ru

Резюме

Целью исследования было рассмотрение характеристик сгонно-нагонных колебаний уровня воды в бухте Новый Порт (Обская губа), полученных по новой для данного объекта методологии. Выполнен анализ качества срочных наблюдений за уровнем воды. Сформированы однородные ряды уровней с учетом необходимых поправок, выявленных в результате анализа высотной основы поста и применения способа контроля и калибровки многолетних срочных наблюдений за уровнем. На основе использования новых средних оценок гармонических постоянных прилива получены массивы остаточных уровней. По рядам остаточных уровней выполнен анализ величины и продолжительности сгонов и нагонов. При этом сгоны рассматривались относительно остаточного уровня 95-процентной обеспеченности, нагоны — относительно 5-процентной обеспеченности. Изложены результаты оценок сгонно-нагонных колебаний уровня воды, приведены статистические характеристики.

Ключевые слова: качество данных, Обская губа, однородные ряды, остаточный уровень, приливная составляющая, сгоны-нагоны, срочные наблюдения, статистические характеристики.

Для цитирования: Пискун А.А., Войнов Г.Н. Сгонно-нагонные колебания уровня воды в Новом Порту (Обская губа) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. Вып. 1. С. 20–37. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-20-37>.

Поступила 10.01.2020

После переработки 20.01.2020

Принята 19.02.2020

STORM SURGES IN THE WATER LEVEL VARIATION IN THE NEW PORT (GULF OF OB)

ALEXANDER A. PISKUN¹, GENNADY N. VOINOV^{1,2*}

¹ State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² Zubov State Oceanographic Institute, St. Petersburg, Russia

*voinovgn@mail.ru

Summary

The processing of 6-hourly intervals level measurements at the New Port polar station was previously difficult due to poor data quality and the lack of methodology for assessing them and bringing observations into uniform rows. Therefore, since the second half of the 20th century, no research of wind-induced water has been carried out. In 2015, for the first time, the authors formed a base of residual levels (observations minus forecasting) for 1977–2012 on 6-hourly intervals observations of water level at the New Port station using the method of tide calibration. In the present work, a period of observations with relatively reliable data for 1977–1991 was selected for the research of the storm surges in the water level fluctuations. Surges are considered in comparison with the 5 % probability, and ranges with 95 % probability. The annual distribution of the number of surges and ranges showed an average of 12.4 surges and 11.2 ranges per year. The maximum number of surges and ranges was observed in 1981 and was 21 surges and 27 ranges. In the time course of fluctuations of residual levels during the above period, the maximum with the value of 634 cm was noted in 1987 and occurred during the autumn period (ice composition). The length of the surges varied between 0.25 days and 13.5 days. Most of the surges occurred in the period June–October (78.8 %) with the largest number in September (22.8 %). In the period January–May the number of surges decreases to 7.6 % and is zero in April. The lowest ranges residual level was observed in 1986 (343 cm above zero fasting). The total fluctuation of the residual level in New Port during the period of 6-hourly intervals level observations in 1977–1991 was 291 cm. This is 23 cm more than was recorded at the Cape Kamenny station. The length of the ranges varied from 1 day to 8 days. The majority of the intra-annual distribution of the number of ranges over a multi-year period was observed in July–October (83.7 %) with the maximum number in September (28.1 %). A small number of ranges were observed in January and March, and their total absence in April and May. The duration of surges and ranges is inversely dependent on their growth rate. Thus, the highest growth rate of the residual level at the deposit of 5.1 cm/hour corresponds to the duration of the deposit of 0.25 days. The greatest duration of growth of the surge level (9.25 days) corresponds to a speed of 0.14 cm/h. The drop in the level during the range occurred at the highest speed of 11.6 cm/h, the rise from the minimum residual level – at the speed of 6.97 cm/h. Corresponding to these rates, the duration of the decline and rise of the range level was 0.15 cm/h. The highest rise time of the residual range level was 5.25 days at an intensity of 0.44 cm/h.

Keywords: 6-hourly intervals data, data quality, gulf of Ob, homogeneous series, residual level, statistical characteristics, tidal component.

For Citation: Piskun A.A., Voinov G.N. Storm surges in the water level variation in the New Port (gulf of Ob). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (1): 20–37. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-20-37>.

Received 01.10.2020

Revised 01.20.2020

Accepted 02.19.2020

ВВЕДЕНИЕ

Информация о колебаниях уровня всегда востребована на стадиях изыскания, проектирования, строительства и эксплуатации объектов на побережье и акватории губы. При этом требуются характеристики, как суммарного уровня, так и его составляющих — сгонно-нагонной и приливной. Выделенная сгонно-нагонная составляющая в виде остаточного уровня крайне необходима для поиска предикторов из числа метеорологических данных при разработке методов краткосрочного прогноза уровня [1]. Как известно, режим уровней в районе полярной станции Новый Порт формируется под влиянием ряда факторов, главными из которых являются анемобарические, динамические процессы и речной сток [2–8]. При этом сезонные колебания величины речного стока в сочетании с высотным положением уровня Карского моря формируют фон в Обской губе, относительно которого происходят колебания уровня, вызванные периодическими и непериодическими явлениями.

Сгонно-нагонные колебания уровня в Обской губе формируются под влиянием барических образований, центр которых расположен либо к востоку от губы (циклоны, вызывающие нагонные ветры северной четверти), либо к западу (антициклоны, вызывающие сгонные ветры южной четверти) [6–8].

Как отмечает А.В. Коптева [9], устойчивые ветры северной четверти в районе Обской губы и прилегающей южной части Карского моря вызывают подъем уровня и нагонные течения, направленные на юг, а устойчивые ветры южной четверти – падение уровня и сгонные течения, направленные на север. Западные и восточные ветры заметного влияния на уровень и течения не оказывают.

Изменения уровня и течений наступают несколько позже прохождения барических систем. Если ветры связаны с малым барическим образованием, быстро смещающимся на восток, запаздывание колеблется от 4 до 6 час. Обширные барические поля, медленно смещающиеся над открытой частью Карского моря, увеличивают запаздывание до суток. Чем дальше от района губы проходят соответствующие барические образования, тем позже наблюдаются сгонно-нагонные изменения уровня, и наоборот.

Рост уровня обусловлен не только устойчивыми северными ветрами. Эти явления часто наблюдаются при штиле после продолжительных и сильных южных (сгонных) ветров. В таких случаях подъем определяется возвратом уровня к среднему положению, нарушенному предшествующим сильным спадом. Аналогично этому значительный спад уровня может происходить при штиле после предшествующего сильного нагона.

Следует отметить, что сгонно-нагонные колебания уровня распространяются в виде поступательной волны по всей губе, причем размах их постепенно увеличивается в направлении от входа в губу к дельте р. Оби [9].

Акватория губы, прилегающая к Новому Порту, занята пресными водами в течение всего года. Период без ледовых явлений в среднем отмечается с первой декады июля по первую декаду октября [10]. Пик уровня весеннего половодья проходит при наличии ледяных образований. Колебания суммарного (наблюденного) уровня наиболее развиты в период открытой воды. Экстремальные уровни генерируются не половодьем, а сгонами-нагонами преимущественно в период чистой воды.

Выполненные ранее исследования непериодических колебаний уровня в Новом Порту [6, 7, 9] были основаны на крайне ограниченных материалах натурных наблюдений. Также отсутствовала методология обработки и анализа срочных наблюдений за уровнем воды. Выделение непериодических колебаний производилось по методу Т.П. Марютина [6], что приводило к погрешностям в подавлении приливной составляющей. Целью настоящей работы было обширное рассмотрение характеристик сгонно-нагонных колебаний уровня, полученных по новой для данного объекта методологии [4, 10–13].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Первые экспедиционные наблюдения за уровнем воды в Новом Порту относятся к августу 1921 г. [14]. Они выполнялись ежедневно в течение двух недель. Более продолжительные ежедневные данные о колебаниях уровня в Новом Порту, пригодные к обработке гармоническим анализом, были получены в период экспедиционных работ в июле–сентябре 1938 и 1939 гг. [9].

Попытка организовать стационарные наблюдения за уровнем в Новом Порту была предпринята в 1944 г. на речном посту. В 1949 г. пост был обновлен Гипроречтрансом. Материалы наблюдений за 1949–1954 гг. были забракованы [10, 15]. Пост функционировал до 13 июля 1963 г., затем был перенесен на 0,6 км к югу от пирса, где существует до настоящего времени. При этом высота нуля поста была оставлена без изменения и предложено считать уровенные наблюдения увязанными с предыдущими [15].

До 1977 г. наблюдения выполнялись преимущественно в период открытой воды. По 1976 г. включительно они были двухсрочными (8 и 20 часов местного декретного времени). С 1978 г. пост перешел к круглогодичным измерениям уровня. За исключением отдельных месяцев 1977, 1979 гг., когда измерения уровня велись с помощью самописца ГМ-28, наблюдения в последующие годы выполнялись в сроки 03, 09, 15, 21 ч по московскому времени.

Пост оборудован водомерной рейкой, укрепленной на сваях пирса на расстоянии 100 м от берега при глубине около 1,5 м. С образованием устойчивого припая уровенные наблюдения выполняются по подвесной водомерной рейке в майне с подогревом, расположенной в 200 м к востоку от берега.

Пост привязан к Балтийской системе высот. Высотная основа в районе уровенного поста Новый Порт по состоянию на 2015 г. представлена основным репером (год закладки 1966), контрольным и тремя рабочими реперами.

С 1 января 1977 г. для станции Новый Порт, как и для других станций Обской и Тазовской губ в период 1976–1978 гг., было изменено высотное положение нуля поста. Оно было вызвано введением единого нуля (ЕНП), равного $-5,000$ м БС для всех морей СССР, связанных с Мировым океаном. При этом для большинства станций Обской губы ЕНП был введен с опережением перехода на урваненную систему высот, что в дальнейшем усложнило формирование однородных уровенных рядов. Известно, что любое уточнение отметок реперной сети постов влечет за собой необходимость соответствующей корректировки отметок нулей постов. Но в данном случае они становятся отличными от ЕНП, что сводит на нет идею перехода на эту систему. При этом для сохранения однородности уровенного ряда на посту (относительно высотного положения плоскости отсчета) при каждом уточнении высотной основы приходится заново вводить поправки к ранее наблюдаемым уровням.

Так, в 1982 г. отметка основного репера станции Новый Порт была в очередной раз уточнена на 0,035 м, поэтому, ради сохранения неизменности значения ЕНП, уровни также потребовалось пересчитать. За период с января 1977 г. по июль 1981 г. поправка к уровням, опубликованным в изданиях Водного кадастра, составила +47 см, за период 1982–1989 гг. она равна +4 см [16]. За все последующие годы материалы публикуемой части Водного кадастра не изданы, их корректировка согласно рекомендациям экспертов не завершена. Наиболее сложной задачей, с которой столкнулись эксперты, является оценка однородности уровенных рядов относительно предыдущих лет, в том числе с позиций высотной основы, из-за отсутствия необходимой информации.

Анализ имеющихся доступных архивных материалов по высотной основе поста позволил установить, что в период 1977–1991 гг. наибольшие инструментально зафиксированные разовые изменения превышений между реперами в Новом Порту достигали 0,16 м (между смежными нивелировками 1984 и 1987 гг.). Характерно, что нивелировки выполнялись зачастую с интервалом в несколько лет [16].

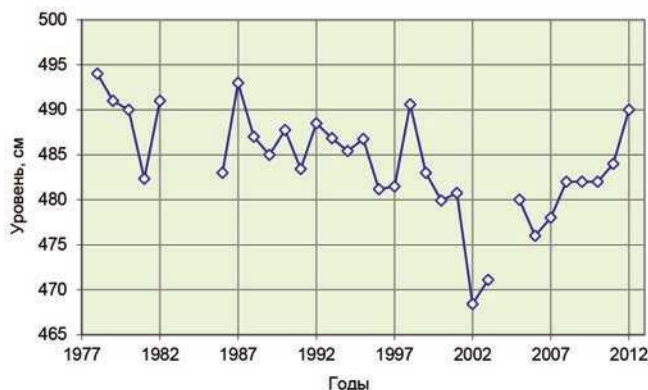


Рис. 1. Ход среднегодовых уровней воды на посту Новый Порт

Fig. 1. Progress of the average annual water levels at the New Port station

Результаты специальных нивелировочных работ, выполненных на станции Новый Порт в рамках экспедиции «Ямал – Арктика 2012» [17], показали, что превышение между парой реперов, сохранившихся в относительно хорошем состоянии, изменилось за период с 22.02.1991 г. по 27.08.2012 г. на 0,13 м. Однако эта существенная величина, по-видимому, не может быть учтена в поправках к уровню за указанный период, поскольку неизвестно ее истинное изменение по годам.

Анализ хода среднегодовых уровней по Новому Порту показал, что за 2001 г. уровень лежит на грани минимальных значений за весь период наблюдений. В 2002 и 2003 гг. они с занижением выходят за пределы предшествующих многолетних колебаний (рис. 1) [10, 16]. При этом в целом за период 1950–2006 гг. не наблюдалось тенденции снижения ни стока воды на речной границе Обско-Тазовской устьевой области, ни уровня на акватории моря, прилегающей к ее морской границе. Следовательно, причина отмеченных заниженных значений уровня может заключаться, в том числе, и в качестве материалов наблюдений, которое, для определенных периодов, нельзя признать удовлетворительным из-за отсутствия контроля высотной основы поста.

Отмеченные проблемы с высотной основой поста Новый Порт не позволяют сформировать однородные ряды уровня по полному массиву имеющихся данных Водного кадастра, что существенно снижает возможность расчета различных статистических характеристик за весь период наблюдений.

Качество уровневых рядов в Новом Порту снижают также многочисленные пропуски в наблюдениях, что особенно характерно для периодов 1977–1978, 1982–1985, 2004–2012 гг. (табл. 1). В эти периоды перерывы в наблюдениях составляли от 0,8 до 88 % от месячного объема стандартных 4-срочных наблюдений. В 1977, 1984, 1985, 2004 гг. имеются сплошные перерывы в данных наблюдений от месяца до полугода. Согласно данным фондовых таблиц ТГМ-1 лишь годы 1981, 1986, 1988–2003 характеризуются отсутствием перерывов в наблюдениях.

В таблицах ТГМ-1 по Новому Порту, к сожалению, нет объективной информации о качестве наблюдений и содержится сравнительно немного сведений о сомнительных данных: по 2 случая за год в 1977–1979, 1984, 2010 гг., по 3 случая в 1980, 1986 гг., 5 случаев в 1981 г. и 14 — в 1987 г.

Таблица 1

**Сведения о перерывах в наблюдениях за уровнем воды на посту Новый Порт
за период 1977–2012 гг. по данным таблиц ТГМ-1**

Table 1

**Interruptions data in water level monitoring at the New Port station
for the period 1977–2012 according to the TGM-1 tables**

Год	Месяц											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1977	—	—	—	—	—	58/48	+	1/0,8	9/7,5	49/40	1/0,8	+
1978	+	+	2/1,7	+	2/1,6	+	+	+	3/2,5	+	+	+
1979	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	11/8,9
1980	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	+	+
1981	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
1982	16/13	+	+	8/6,7	11/8,9	+	+	+	+	4/3,2	+	5/4,0
1983	4/3,2	4/3,6	+	+	1/0,8	57/48	+	1/0,8	+	+	4/3,6	5/4,0
1984	2/1,6	22/19	3/2,4	13/30	2/1,6	+	+	+	+	—	—	—
1985	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	64/53	+
1987	+	+	+	+	+	+	+	+	+	1/0,8	+	+
2004	+	—	—	—	—	—	—	54/44	10/8,3	+	+	+
2005	+	+	+	+	64/52	9/7,5	+	+	+	39/31	41/34	+
2006	+	+	+	+	60/48	68/57	+	+	+	88/71	2/1,7	+
2007	+	+	+	+	+	105/88	+	+	+	28/23	45/38	+
2008	+	+	+	+	+	72/60	+	+	+	80/65	68/57	+
2009	+	+	+	+	+	63/52	+	+	+	21/17	22/18	+
2010	10/8	+	+	+	+	88/73	+	+	+	+	56/47	+
2011	+	+	+	+	74/60	25/21	+	+	+	+	—	93/75
2012	+	+	+	+	2/1,6	49/41	+	+	+	20/16	—	—

Примечание: числитель — количество пропущенных срочных наблюдений; знаменатель — % от полной месячной серии наблюдений; + означает наличие полного ряда наблюдений в течение месяца; прочерк — наблюдения отсутствовали в течение месяца. Годы с полными наблюдениями не показаны.

Дальнейший углубленный анализ первичных данных вскрыл недостатки в материалах наблюдений, которые невозможно обнаружить традиционными методами, рекомендованными наставлением [18]. Это касается ошибок, обусловленных несоблюдением регламента по производству наблюдений и первичной обработке их результатов. Типичным скрытым недостатком данных является изменение времени наблюдений относительно целых часов, сведения о которых в таблицах ТГМ-1 зачистую не приведены. Такие нарушения обнаружены, в том числе, и в благополучные с позиций полноты данных 1981, 1986, 1988–2003 годы.

Выявление неявных при визуальном контроле ошибок стало возможным благодаря использованию для анализа приливов оригинальной авторской методики и компьютерных программ [19, 11, 12]. Такой анализ выполнен для оценки характеристик приливов и сгонов-нагонов в Новом Порту по наблюдениям за уровнем в период 1977–2012 гг., доступных для авторов на текущий момент. Подробные данные о приливах в районе Нового Порты, использованные в настоящей работе, опубликованы ранее с критическим анализом всех предшествующих исследований приливов в данном районе [10, 13].

Методика анализа приливов (способ калибровки) [19] представляет собой развитие опубликованных ранее авторских разработок [11, 12]. Она позволяет выполнять оценки приливов и углубленную экспертизу исходных рядов как ежечасных, так и 4-срочных наблюдений, что имеет решающее значение применительно к Новому Порту. При этом методика позволяет не только выявлять скрытый брак в наблюдениях, но и корректировать ряды уровня.

На первом этапе обрабатываются гармоническим анализом по методу наименьших квадратов (МНК) все имеющиеся ежечасные серии с целью формирования оценок гармонических постоянных прилива на каждый месяц года. В результате анализа получаем полный список гармонических постоянных (с долгопериодными приливами) на 12 месяцев года. Последующие расчеты ведутся с помощью специально разработанной программы предвычисления прилива по постоянному, но индивидуально заданному на каждый месяц набору волн (26 короткопериодных волн в каждом месяце плюс 4 долгопериодные волны). При этом долгопериодные приливы определялись из среднесуточных значений уровня за весь период наблюдений [13]. Полное изложение методики, использованной в данном исследовании, приведено в работах [13, 11, 12]. В кратком виде методология сводится к тому, что приведение 4-срочных наблюдений к однородным рядам производится с помощью квазиприливной компоненты исходных данных и таковой компоненты предвычисленного ряда, выделенных специальным фильтром низких частот [11]. Далее производится выявление скрытых ошибок в наблюдениях и коррекция рядов уровня с помощью способа калибровки [19], после чего по откорректированным рядам производится гармонический анализ во втором приближении. Затем идет расчет приливного ряда и остаточного (наблюдения минус предвычисления), который представляет практически в чистом виде сгонно-нагонные колебания уровня моря. При этом будем применять подход к анализу сгонов-нагонов, использованный ранее в работах [4, 7]. Он заключается в том, что сгоны определяются относительно уровня 95-процентной обеспеченности, нагоны — относительно 5-процентной обеспеченности. Применение уровней заданной обеспеченности в качестве отсчетных критериев для сгонов-нагонов позволяет получить сравнимые характеристики неперiodических колебаний по многолетнему однородному ряду остаточного уровня. Использование для этих целей среднемесячных значений, как это делалось ранее, дает неустойчивые характеристики вследствие больших вариаций этих значений уровня.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для получения уровней заданной обеспеченности использованы относительно надежные данные наблюдений за период 1977–1991 гг., которые нами приведены к единой плоскости отсчета (БС-77) с учетом полученных ранее поправок [10, 16].

Рассчитанные по остаточным рядам уровни различной обеспеченности даны в табл. 2. Из нее видно, что остаточный уровень 5-процентной обеспеченности для периода с ледовыми явлениями ниже, чем для безледного периода. Для уровня 95-процентной обеспеченности характерна обратная картина.

Остаточные уровни заданной обеспеченности, необходимые нам для дальнейшего анализа сгонов-нагонов, имеют следующие значения. Уровень 5-процентной обеспеченности равен 524 см над нулем поста, уровень 95-процентной обеспеченности составляет 446 см (табл. 2).

Характеристики распределения по годам числа нагонов выше остаточного уровня 5-процентной обеспеченности даны в таблице 3. По данным этой таблицы видно, что

Таблица 2

Значения остаточных уровней заданной обеспеченности по 4-срочным наблюдениям на посту Новый Порт за 1977–1991 гг.

Table 2

Residual levels values of the specified data on 6-hourly intervals monitoring at the New Port station for 1977–1991

Период	Обеспеченность, %					
	5	10	25	75	90	95
Весь год	524	515	502	474	457	446
Безледный период (чисто)	538	522	503	463	446	433
Период с ледовыми явлениями в целом	519	511	501	477	466	456
в том числе:						
– переходный период весны	539	529	521	496	478	468
– переходный период осени	571	544	503	463	429	419
– ледостав	515	509	500	477	466	457

Примечание: переходный период весны — от начала взлома ледяного покрова до полного очищения акватории; переходный период осени — от начала устойчивого ледообразования до полного замерзания.

Таблица 3

Характеристики наибольших за год нагонов по срочным наблюдениям на посту Новый Порт по ряду остаточных уровней за 1977–1991 гг.

Table 3

Characteristics of the year's largest sags of 6-hourly intervals water level monitoring at the New Port station on residual levels for 1977–1991

Год	Выборки по максимальному за год нагонному уровню ($H_{\text{макс}}$)					Выборки по наибольшей за год продолжительности нагона		
	Число нагонов выше $H_{5\%}$	$H_{\text{макс}}$, см	τ нагона над $H_{5\%}$, сут.	$\Delta H_{5\%}$, см	Превышение $H_{\text{макс}}$ над $H_{\text{срмес}}$, см	$\tau_{\text{макс}}$ нагона над $H_{5\%}$, сут.	Превышение $H_{\text{макс}}$ над $H_{5\%}$, см	$\tau_{\text{макс}}$ нагона над $H_{\text{срмес}}$, сут.
1977	11	582,7	3,0	58,7	84,8	3,0	58,7	3,5
1978	19	591,2	4,5	67,2	129,3	13,5	31,2	7,5
1979	20	579,3	2,5	55,3	83,3	3,75	16,3	3,75
1980	12	627,1	5,0	103,1	113,8	5,0	103,1	5,5
1981	21	588,2	2,5	64,2	98,8	5,75	12,2	2,75
1982	13	572,4	8,5	48,4	70,6	8,5	48,4	9,0
1983	10	549,6	3,75	25,6	79,2	3,75	25,6	7,75
1984	5	538,1	1,25	14,1	63	1,25	14,1	4,5
1985	9	612,7	3,75	88,7	118,1	3,75	88,7	6,75
1986	14	604,1	2,75	80,1	116,6	4,25	13,1	3,75
1987	16	634	12,5	110	108,8	12,5	110	12,25
1988	10	609,3	6,0	85,3	112,4	6,0	85,3	7,75
1989	8	587,5	2,25	63,5	100,7	3,0	11,5	4,5
1990	4	528,6	0,25	4,6	40,3	0,25	4,6	9,75
1991	14	544,4	1,5	20,4	52,3	4,75	6,4	7,5
Среднее	12,4	583,3	4,0	59,3	91,5	5,3	41,9	6,4
Максимум	21	634,0	12,5	110	129,3	13,5	110	12,25
Минимум*	4	528,6	0,25	4,6	40,3	0,25	4,6	2,75

Примечания: $H_{\text{макс}}$ — максимальный остаточный уровень; $H_{5\%}$ — остаточный уровень 5-процентной обеспеченности, равный 524 см; $\Delta H_{5\%}$ — превышение остаточного максимального уровня над уровнем 5-процентной обеспеченности; $H_{\text{срмес}}$ — среднемесячный остаточный уровень; τ — продолжительность; $\tau_{\text{макс}}$ — наибольшая продолжительность.

наиболее часто такие нагоны наблюдались в 1981 г. (21 случай). Меньше всего подобных нагонов отмечено в 1990 г. (4 нагона). Максимальный остаточный уровень (634 см над нулем поста) отмечен в 1987 г., продолжительность которого (12,5 сут) оказалась близкой к максимальной среди всех нагонов за рассматриваемый период. Его превышение над уровнем 5-процентной обеспеченности составило 110 см, над среднемесячным — 108,8 см. Самое большое превышение остаточного уровня над среднемесячным уровнем отмечено в 1978 г. (129,3 см). Превышение этого нагона над уровнем 5-процентной обеспеченности составило 67,2 см, что сравнительно близко по величине лишь к среднему многолетнему значению максимальных за год нагонных явлений.

Выборки нагонов по наибольшей за год продолжительности над уровнем 5-процентной обеспеченности показывают, что она изменялась в пределах от 0,25 сут (1990 г.) до 13,5 сут (1978 г.). Максимальный уровень этого, наиболее продолжительного за весь рассматриваемый период наблюдений, нагона 1978 г. всего на 31,2 см превышает уровень 5-процентной обеспеченности. Отметим, что самый большой по высоте нагон 1987 г., сформировавший остаточный уровень 634 см над нулем поста, имеет несколько меньшую продолжительность (12,5 сут), но превышает уровень 5-процентной обеспеченности на 110 см. В целом не выявлено какой-либо зависимости продолжительности максимальных за год нагонов с превышением их над заданным критерием.

Отмеченный выше самый большой нагон (634 см над нулем поста, 24.10.1987 г.) относительно остаточного уровня 5-процентной обеспеченности (см. табл. 3) был двухпиковый. Наличие нескольких пиков при затяжном нагоне не является редкостью. Особенностью этого нагона является то, что начался он при чистой воде, а закончился при полном замерзании акватории. Основной пик приурочен к осеннему переходному периоду от безледного состояния к ледоставу. В целом за рассматриваемый период три из максимальных за год нагона относятся к переходному периоду осени, один — к начальному периоду полного замерзания (ноябрь 1991 г.), остальные — к открытой воде.

Характеристики наибольших за год сгонов ниже остаточного уровня 95-процентной обеспеченности даны в таблице 4. Из таблицы видно, что наибольшее количество сгонов (27 случаев) наблюдалось в 1981 г., в котором также произошло наибольшее количество нагонов выше уровня 5-процентной обеспеченности (21 случай) (см. табл. 3). Самым спокойным в отношении сгонов ниже уровня 95-процентной обеспеченности оказался 1987 г. (3 случая).

Самый низкий сгонный остаточный уровень (343,1 см над нулем поста) наблюдался в 1986 г. Он на 102,9 см ниже принятой плоскости сравнения для сгонных уровней (уровень 95-процентной обеспеченности, равный 446 см над нулем). Относительно среднемесячного значения этот же остаточный уровень оказался ниже на 123 см. В данном случае, в отличие от нагонов, превышение минимального сгонного уровня оказалось наибольшим как относительно уровня 95-процентной обеспеченности, так и среднемесячного и наблюдалось в одном и том же году.

Продолжительность сгона в 1986 г. (3,6 сут) лежит в пределах средних за многолетний период значений относительно уровня 95-процентной обеспеченности и среднемесячного. Самый продолжительный сгон (8 сут) произошел в 1981 г. (см. табл. 4). Наименьшая продолжительность сгона (1 сут) от уровня 95-процентной обеспеченности наблюдалась в 1990 г. (см. табл. 4).

Таблица 4

Характеристики наибольших за год сгонов по срочным наблюдениям на посту Новый Порт по ряду остаточных уровней за 1977–1991 гг.

Table 4

Characteristics of the year's largest sags 6-hourly intervals water level data at the New Port post for a number of residual levels for 1977–1991

Год	Число сгонов ниже $H_{95\%}$	Выборки по минимальному за год сгонному уровню ($H_{\min}$)				Выборки по наибольшей за год продолжительности сгона		
		$H_{\min}$, см	T ниже $H_{95\%}$, сут.	$\Delta H_{95\%}$, см	Превышение $H_{\min}$ от $H_{\text{срмес}}$, см	$\tau_{\text{макс}}$ сгона от $H_{95\%}$, сут.	Превышение $H_{\min}$ от $H_{95\%}$, см	$\tau_{\text{макс}}$ сгона от $H_{\text{срмес}}$, сут.
1977	10	383,7	2,5	–62,3	–98,4	3,0	–13,3	4,5
1978	8	368,2	5,25	–77,8	–93,7	5,25	–77,8	7,75
1979	10	406,3	1,15	–39,7	–82,3	2,0	–17,7	2,0
1980	6	427,1	2	–18,9	–66,6	2,0	–18,9	5,5
1981	27	391,2	6	–54,8	–76,2	8,0	–28,8	7,0
1982	11	412,4	1,75	–33,6	–60,3	2,25	–25,6	2,75
1983	14	404,6	2	–41,4	–73,5	6,25	–19,4	3,75
1984	6	416,1	1	–29,9	–59,7	3,25	–23,9	3,25
1985	10	355,7	6	–90,3	–93	6,0	–90,3	6,0
1986	10	343,1	3,65	–102,9	–123	3,65	–102,9	4,0
1987	3	425	3,15	–21	–100,2	3,15	–21,0	7,5
1988	10	409,3	2,5	–36,7	–87,6	2,5	–36,7	4,25
1989	14	404,5	1,5	–41,5	–71,6	2,75	–23,5	2,5
1990	10	426,6	1	–19,4	–35,9	1,0	–19,4	2,25
1991	19	413,4	1,5	–32,6	–46,8	4,5	–29,6	2,25
Среднее	11,2	399,1	2,7	–46,9	–77,9	3,7	–36,6	4,4
Максимум	27	427,1	6	–18,9	–35,9	8,0	–13,3	7,75
Минимум	3	343,1	1	–102,9	–123	1	–102,9	2

Примечание: $H_{\min}$ — минимальный остаточный уровень; $H_{95\%}$ — остаточный уровень 95-процентной обеспеченности, равный 446 см; $\Delta H_{95\%}$ — превышение остаточного минимального уровня над уровнем 95-процентной обеспеченности.

Внутригодовое распределение количества нагонов и сгонов в Новом Порту и на м. Каменный представлено на рис. 2. Из этого рисунка видно, что большая часть нагонов выше остаточного уровня 5-процентной обеспеченности приходится на период июнь–октябрь (145 нагонов из 184 за год, т. е. 78,8 %) с наибольшим количеством в сентябре (42 нагона, 22,8 %). В ноябре–декабре активность неперiodических колебаний уровня, превышающего значения данной обеспеченности, составляет всего 13,6 %. В период январь–май их количество снижается до 7,6 % и равно нулю в апреле. Обращает на себя внимание значительно большее число нагонов указанной обеспеченности в Новом Порту по сравнению с м. Каменный, выбранных за одинаковый период наблюдений. Детальные характеристики сгонов-нагонов на посту м. Каменный по полному ряду стационарных наблюдений приведены в [4].

Основная часть внутригодового распределения количества сгонов ниже остаточного уровня 95-процентной обеспеченности за многолетний период (см. рис. 2) наблюдалась в июле–октябре (83,7 % от общего числа) при максимальном количестве в сентябре (28,1 %). Для сравнения отметим, что в эти месяцы на посту м. Каменный произошло 56,4 % сгонов.

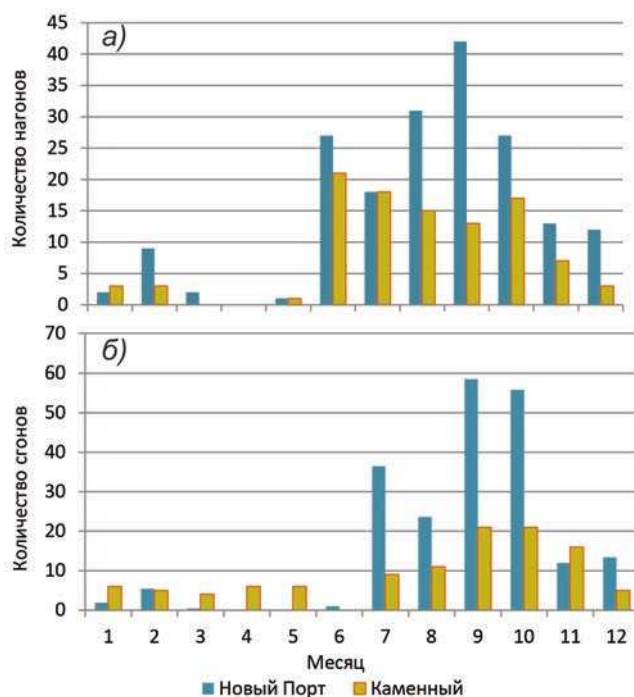


Рис. 2. Распределение по месяцам нагонов (а) выше уровня 5-процентной обеспеченности и сгонов (б) ниже 95-процентной обеспеченности на постах Новый Порт и м. Каменный за 1977–1991 гг.

Fig. 2. Monthly distribution of surges (a) above the level of 5 % significance level and ranges (b) of below 95 % significance level at the stations New Port and Cape Kamenny for 1977–1991

Незначительное количество сгонов относительно заданных авторами критериев в Новом Порту наблюдалось в январе и марте, а полное их отсутствие — в апреле и мае.

Самый сильный сгон 10 ноября 1986 г. (при остаточном уровне 343,1 см над нулем поста) приходится на период ледостава. К периоду ледостава относятся также максимальные годовые сгоны 1978 и 1979 гг. Остальные наибольшие сгоны за рассматриваемые годы отмечены в период чистой воды.

Общий размах колебаний остаточного уровня в Новом Порту за период срочных наблюдений 1977–1991 гг. составил 290,9 см. Для сравнения отметим, что это на 23,4 см больше, чем на посту м. Каменный [4].

На рис. 3 представлены связи продолжительности и скорости роста и спада уровня при всех нагонах выше 5-процентной обеспеченности, а также спада и подъема уровня при всех сгонах ниже 95-процентной обеспеченности.

Заметим, что представленные на рис. 3 зависимости отражают закономерность, характерную и для других гидрометеорологических явлений. К сожалению, из-за отсутствия ежечасных данных они построены по 4-срочным наблюдениям. Пики нагонов и сгонов, таким образом, относятся к стандартным срокам наблюдений дискретностью 6 час в сутки и, естественно, не позволяют точно учесть как продолжительность явления, так и значение уровня между сроками наблюдений. Как показала обработка кратковременных ежечасных наблюдений за 1938, 1939 и 1979 гг. для

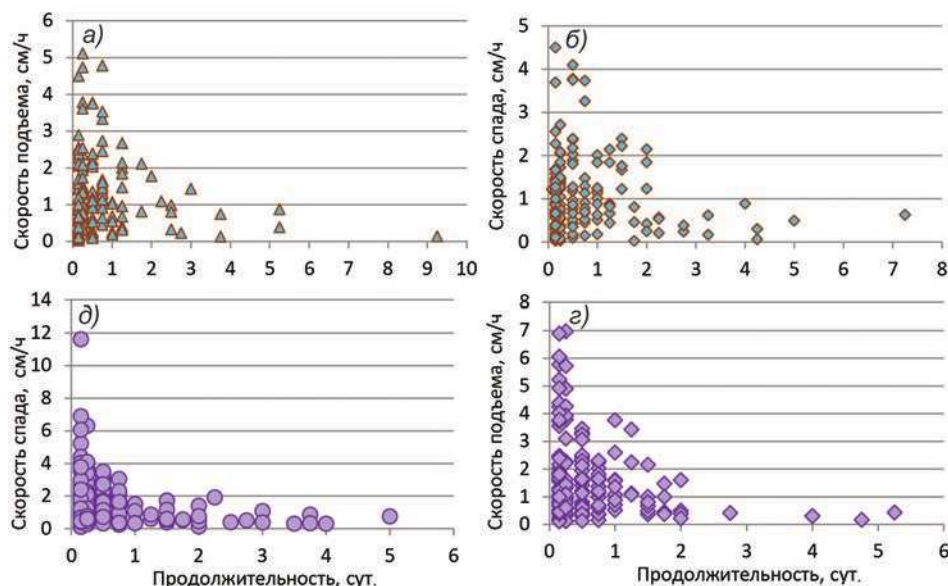


Рис. 3. Связь продолжительности и скорости подъема (а) и спада (б) уровня при нагонах, спада (в) и подъема (г) при сгонах для поста Новый Порт по данным срочных наблюдений 1977–1991 гг.

Fig. 3. Relationship of the duration and speed of the rise (а) and the decline (б) of the level during surges, the decline (в) and the rise (г) during the sweeps for the New Port station according to 6-hourly intervals observations of 1977–1991

Нового Порта, наибольшая разность между экстремальными ежечасными и 4-срочными наблюденными уровнями составила по абсолютной величине 41 см [20].

В данном случае, если сгонно-нагонный остаточный уровень фиксировался только в один срок (а таких ситуаций было довольно много — 42,6 % для всех нагонов выше уровня 5-процентной обеспеченности и 31,7 % от числа всех нагонов ниже уровня 95-процентной обеспеченности), мы вынуждены были продолжительность явления ограничивать условными рамками, а именно 6 часами.

Как видно из рис. 3, продолжительность явления находится в обратной зависимости от скорости изменения, что в данном случае свойственно как для нагонов, так и сгонов. Так, наибольшей скорости роста остаточного уровня при нагоне, равной 5,1 см/ч, соответствует продолжительность нагона над уровнем 5-процентной обеспеченности 0,25 сут. Наибольшей же продолжительности роста нагонного уровня (9,25 сут) соответствует скорость 0,14 см/ч.

На спаде нагона наибольшая скорость снижения остаточного уровня (4,5 см/ч) отмечена при продолжительности этой фазы 0,15 сут. Наибольшей продолжительности снижения нагонного уровня (7,25 сут) соответствует скорость 0,6 см/ч.

Спад уровня при сгоне происходил с наибольшей скоростью 11,6 см/ч, подъем от минимального остаточного уровня до уровня 95-процентной обеспеченности — со скоростью 6,97 см/ч. Соответствующие этим скоростям продолжительность спада и подъема сгонного уровня составила 0,15 см/ч. Наибольшая продолжительность подъема остаточного сгонного уровня составила 5,25 сут при интенсивности 0,44 см/ч.

Таблица 5

Наибольшие за год разности (см) и скорости изменения (см/ч) остаточного уровня между смежными 4-срочными наблюдениями в Новом Порту

Table 5

The largest annual differences (cm) and the rate of change (cm/h) of the residual level between adjacent 6-hourly intervals water level data in the New Port station

Год	Максимальный рост за год			Максимальное снижение за год		
	Разность, см	Дата	Скорость изменения, см/ч	Разность, см	Дата	Скорость изменения, см/ч
1977	31	13.08.1977	5,2	32	12.08.1977	5,3
1978	76	11.08.1978	12,7	71	06.10.1978	11,8
1979	42	20.10.1979	7,0	30	21.10.1979	5,0
1980	35	27.09.1980	5,8	39	16.09.1980	6,5
1981	50	26.10.1981	8,3	54	19.08.1981	9,0
1982	34	02.08.1982	5,7	31	23.09.1982	5,2
1983	30	19.08.1983	5,0	25	15.07.1983	4,2
1984	28	09.07.1984	4,7	19	28.08.1984	3,2
1985	33	28.09.1985	5,5	31	04.09.1985	5,2
1986	41	28.10.1986	6,8	33	24.10.1986	5,5
1987	26	24.08.1987	4,3	29	03.10.1987	4,8
1988	30	12.10.1988	5,0	26	30.08.1988	4,3
1989	23	06.09.1989	3,8	24	06.09.1989	4,0
1990	18	16.08.1990	3,0	16	19.08.1990	2,7
1991	27	01.10.1991	4,5	18	03.10.1991	3,0
Максимум	76	11.08.1978	12,7	71	06.10.1978	11,8
Минимум	18	16.08.1990	3,0	16	19.08.1990	2,7

Следует иметь в виду, что приведенные авторами скорости спада или подъема уровня между сроками пересечения им заданных критериев (5- и 95-процентной обеспеченности) и достижения экстремального значения являются осредненной величиной. Понятно, что между этими сроками в пределах каждой фазы явления могут присутствовать разнонаправленные локальные колебания различной интенсивности, превышающей осредненные величины. Более того, как будет показано далее, наибольшие в течение года значения изменчивости уровня между смежными сроками не обязательно могут быть приурочены к сильным сгонам-нагонам. Для оценки величины этих колебаний перейдем от сгонов-нагонов относительно уровней 5- и 95-процентной обеспеченности к ежегодным рядам всех 4-срочных остаточных уровней и проанализируем их разности между смежными срочными наблюдениями (табл. 5). Эти разности также будут отражать лишь средние значения, но за одинаковый для всех колебаний 6-часовой период. Отсутствие ежечасных наблюдений не позволяет получить более точные оценки.

Как видно из табл. 5, значения характеристик роста и снижения остаточного уровня в пределах года близки между собой. В 10 случаях наибольшая интенсивность роста остаточного уровня от срока к сроку несколько превышала интенсивность снижения, в 5 случаях отмечалась обратная картина. Все представленные случаи отмечались в период с августа по октябрь. Из них при наличии припая как

максимальный рост, так и снижение отмечались в 1979 и 1986 гг. К переходному периоду осени (от состояния чистой воды к ледоставу) относятся рост уровня в 1981 г. и снижение уровня в 1978 г.

Лишь в пяти случаях (1978–1981 гг., 1989 г.) максимальные значения роста остаточного уровня за 6 часов принадлежат периоду, когда уровень превышал 5-процентную обеспеченность (см. табл. 3). В шести случаях (1978, 1980, 1984–1986, 1988 гг.) наиболее быстрое снижение остаточного уровня между смежными сроками приходится на период, когда уровень был ниже 95-процентной обеспеченности (см. табл. 4). Остальные случаи с максимальной скоростью роста либо снижения уровня, будучи генетически связанными с экстремальными годовыми сгонами-нагонами, относятся к периодам, когда остаточный уровень был не выше 5- и не ниже 95-процентной обеспеченности.

При этом 7 случаев с максимальной скоростью роста приурочены к подъему уровня при нагоне, 5 случаев — к подъему уровня после сгона. Наибольшая скорость снижения остаточного уровня в 6 случаях относится к фазе спада уровня при сгоне, в 7 — к фазе спада нагона. Остальные случаи высшей за год скорости изменения уровня между смежными сроками относятся к немногим периодам, когда сгоны-нагоны не формировали экстремальные годовые значения остаточного уровня.

Таким образом, анализ разностей остаточного уровня между смежными 4-срочными наблюдениями показал, что экстремальные ее значения не всегда приурочены к максимальным за год сгонам или нагонам.

Расчет повторяемости разностей остаточного уровня между смежными сроками показал, что подавляющее большинство значений этих разностей (81,4 % от всех случаев) лежат в интервале от –5 до 5 см, а 98,3 % — в интервале от –15 до 20 см.

В табл. 6 представлены итоговые основные статистические характеристики остаточного уровня в Новом Порту за многолетний период по сезонам. Наибольшая дисперсия выборки остаточного уровня в период 1977–1991 гг., а также значение наивысшего максимального уровня (634,0 см) приходится на переходный период осени. Минимальный за год остаточный уровень (343,1 см) отмечен в период ледостава. Самый большой внутрисезонный размах колебаний (271,4 см) приурочен к периоду без льда. Многолетний размах составляет 290,9 см как разность минимального при ледоставе и максимального в переходный период осени.

Таблица 6

Статистические характеристики остаточных уровней на посту Новый Порт по срочным наблюдениям за 1977–1991 гг.

Table 6

Statistical characteristics of residual levels at the New Port station on 6-hourly intervals water level data for 1977–1991

Характеристика	Весь ряд за 1977–1991 гг.	Переходный период весны	Период без льда	Переходный период осени	Ледостав
Среднее	487,1	507,8	483,9	486,3	487,6
Стандартное отклонение	25,0	20,0	32,1	44,7	19,1
Дисперсия выборки	623,3	398,8	1031,1	2002,2	366,6
Минимум	343,1	449,4	355,7	369,2	343,1
Максимум	634,0	555,2	627,1	634,0	591,2
Размах	290,9	105,8	271,4	264,8	248,1
Количество наблюдений	19733	608	6084	416	12625

Важной характеристикой непериодических колебаний уровня является скорость распространения нагонной волны по длине губы. В данном случае о распространении нагонной волны по длине Обской губы от м. Дровяной до Нового Порта можно судить лишь по расчетам В.Г. Корта [7], выполненным на основе ежечасных наблюдений одновременно в четырех пунктах губы (м. Дровяной, м. Тамбей, Новый Порт, м. Ям-Сале) в 1938 г. Зафиксированный этими наблюдениями один из нагонов относится к явлениям редкой повторяемости. По расчетам В.Г. Корта вершина волны, проходящая траверз м. Дровяной в 3 ч 23 августа 1938 г. проходит мимо бухты Новый Порт через 20 ч после м. Дровяной. Вершина волны, проходящая траверз м. Дровяной в 19 ч 30 августа, проходит мимо бухты Новый Порт через 23 ч после м. Дровяной. Подошва волны, проходящая мимо м. Дровяного в 22 ч 5 сентября, проходит мимо б. Новый Порт через 21 ч после м. Дровяной. Высокий подъем уровня в б. Новый Порт (159 см над средним значением за сентябрь 1938 г.) обусловлен сильным северным ветром (до 19 м/с), дувшим с 1 по 5 сентября. В момент наивысшего подъема уровня в бухте Новый Порт в северной части губы (у м. Дровяной и Тамбея) уже наблюдался спад уровня. Для сравнения отметим, что согласно оценкам приливов в Новом Порту [13] в августе волна прилива проходит Обскую губу от морского участка (м. Дровяной) до Нового Порта за 18 ч, а в апреле к Новому Порту волна приходит позже на 4,6 ч.

К сожалению, до сего времени данные В.Г. Корта о скорости распространения нагонной волны остаются единственными в своем роде, т. к. ежечасные наблюдения одновременно по длине Обской губы в последующем не проводились.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в данной работе результаты по Новому Порту основаны на использовании максимальных возможностей имеющейся методики оценки приливов с выделением непериодической составляющей, положенной в основу анализа сгонов-нагонов. На новой методической основе, ранее не применявшейся для данного поста, детально исследованы особенности режима сгонно-нагонных колебаний уровня воды в районе этой полярной станции. Все последующие выводы данной работы будут опираться на период 1977–1991 гг. в Новом Порту. При этом далее нагоны рассматривались относительно остаточных уровней 5-процентной обеспеченности, а сгоны — 95-процентной обеспеченности.

Выявлено, что уровень 5-процентной обеспеченности равен 524 см, а уровень 95-процентной обеспеченности составил 446 см (оба от нуля поста). Заметим, для периода с ледовыми явлениями уровень 5-процентной обеспеченности ниже, чем для безледного периода. Для уровня 95-процентной обеспеченности характерна обратная картина.

Распределение по годам числа нагонов и сгонов показало, что в среднем за год отмечается 12,4 нагона и 11,2 сгона. Максимальное число нагонов и сгонов наблюдалось в 1981 г. и составило всего 21 нагон и 27 сгонов.

Во временном ходе колебаний остаточных уровней за указанный выше период максимум с значением 634 см отмечен в 1987 г. и приходился на период осени (ледостав). Продолжительность нагонов относительно уровня 5-процентной обеспеченности изменялась в пределах от 0,25 сут до 13,5 сут. Большая часть нагонов выше остаточного уровня 5-процентной обеспеченности приходится на период июнь–октябрь (78,8 %) с наибольшим количеством в сентябре (22,8 %). В период январь–май количество нагонов снижается до 7,6 % и равно нулю в апреле.

Самый низкий сгонный остаточный уровень наблюдался в 1986 г. (343 см над нулем поста). Его значение оказалось на 123 см ниже среднемесячного значения.

Общий размах колебаний остаточного уровня в Новом Порту за период срочных наблюдений 1977–1991 гг. составил 290,9 см. Для сравнения отметим, что это на 23,4 см больше, чем на посту м. Каменный [4].

Продолжительность сгонов изменялась в пределах от 1 сут до 8 сут. Основная часть внутригодового распределения количества сгонов ниже остаточного уровня 95-процентной обеспеченности за многолетний период наблюдалась в июле–октябре (83,7 % от общего числа) при максимальном количестве в сентябре (28,1 %). Незначительное количество сгонов относительно заданных авторами критериев в Новом Порту наблюдалось в январе и марте, а полное их отсутствие — в апреле и мае.

Обращает на себя внимание значительно большее число нагонов и сгонов 5- и 95-процентной обеспеченности в Новом Порту по сравнению с м. Каменный, выбранных за одинаковый период наблюдений (июль–октябрь).

Продолжительность нагонов и сгонов находится в обратной зависимости от их скорости роста. Так, наибольшей скорости роста остаточного уровня при нагоне, равной 5,1 см/ч, соответствует продолжительность нагона над уровнем 5-процентной обеспеченности 0,25 сут. Наибольшей же продолжительности роста нагонного уровня (9,25 сут) соответствует скорость 0,14 см/ч.

На спаде нагона наибольшая скорость снижения остаточного уровня (4,5 см/ч) отмечена при продолжительности этой фазы 0,15 сут. Наибольшей продолжительности снижения нагонного уровня (7,25 сут) соответствует скорость 0,6 см/ч.

Спад уровня при сгоне происходил с наибольшей скоростью 11,6 см/ч, подъем от минимального остаточного уровня до уровня 95-процентной обеспеченности — со скоростью 6,97 см/ч. Соответствующие этим скоростям продолжительность спада и подъема сгонного уровня составила 0,15 см/ч. Наибольшая продолжительность подъема остаточного сгонного уровня составила 5,25 сут при интенсивности 0,44 см/ч.

Все же срочные наблюдения не могут подменить ежечасные измерения, поэтому представленные нами характеристики не в полной мере отражают рассматриваемые процессы развития и затухания сгонов-нагонов. Наибольшая разность между экстремальными ежечасными и 4-срочными наблюдаемыми уровнями составила по абсолютной величине 41 см (по историческим данным для летнего периода) [20]. Исследования подтвердили необходимость выполнения ежечасных наблюдений за уровнем воды в губе, подверженным сильной изменчивости, при которой средняя величина сизигийного прилива в Новом Порту в летний сезон составляет 36 см [13], многолетний размах колебаний остаточного уровня по 4-срочным наблюдениям достигает 291 см, наибольший внутрисезонный размах, приуроченный к периоду без льда, — 271 см.

Конфликт интересов. Авторы статьи подтверждают отсутствие конфликта интересов.

Благодарности. Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18–05–60192.

Competing interests. The authors declare that they have no competing interests.

Acknowledgments. The reported study was partially funded by RFBR according to the research project No 18–05–60192.

ЛИТЕРАТУРА

1. Яговкина Е.А., Хаймина О.В., Кубышкин Н.В., Смирнов К.Г., Гудошников Ю.П. Непериодические колебания уровня моря у мыса Каменный (Обская губа Карского моря). Закономерности изменчивости и возможность прогноза // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». Конференция имени Л.Н. Карлина. 19–20 декабря 2018. СПб.: Химиздат, 2018. С. 734–737.

2. Антонов В.С., Маслаева Н.Г. Низовья и устья реки Оби. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 84 с.
3. Виноградова Т.А. Анализ взаимодействия волн половодья с колебаниями уровня моря на закрытых устьевых взморьях сибирских рек // Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 9. Устья рек. Л.: Гидрометеиздат, 1990. С. 150–158.
4. Войнов Г.Н., Пискун А.А. Приливные и сгонно-нагонные колебания уровня воды в районе м. Каменный (Обская губа) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 15–33.
5. Иванов В.В. Методика оценки запасов пресных вод в устьевых областях рек Арктики с закрытыми устьевыми взморьями // Проблемы Арктики и Антарктики. 1991. Вып. 66. С. 224–238.
6. Корт В.Г. Непериодические колебания уровня воды в арктических морях и способы их прогноза // Труды АНИИ. 1941. Т. 175. 102 с.
7. Корт В.Г. К вопросу о колебаниях уровня поверхности Обской губы // Труды АНИИ. 1949. Т. 13. С. 100–118.
8. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 237 с.
9. Коптева А.В. Уровень и течения Обской губы // Труды АНИИ. 1953. Т. 59. С. 84–148.
10. Войнов Г.Н., Налимов Ю.В., Пискун А.А., Становой В.В., Усанкина Г.Е. Основные черты гидрологического режима Обской и Тазовской губ (лед, уровни, структура вод) / Под ред. д-ра геогр. наук Г.Н. Войнова. СПб: Нестор-История, 2017. 192 с.
11. Войнов Г.Н. Гармонический анализ морских приливов по срочным наблюдениям за уровнем моря // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 79–91.
12. Войнов Г.Н. Приливные явления в Карском море. СПб.: Изд-во Русского географического общества, 1999. 109 с.
13. Войнов Г.Н., Пискун А.А. Оценка приливов в Новом Порту (Обская губа) по наблюдениям за уровнем за период 1977–2012 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 3 (105). С. 51–65.
14. Стахевич В.С. Данные о приливах в устьях рек Енисея и Оби // Записки по гидрографии. 1926. Т. 51. С. 95–102.
15. Гидрологический ежегодник. Т. 6. Вып. 0–3 за 1965 г. Новосибирск: Западно-Сибирское управление гидрометеорологической службы, 1968. 478 с.
16. Пискун А.А. Состояние высотной основы и качество данных по уровням воды в Обско-Тазовской устьевой области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 97–113.
17. Голованов О.Ф., Пискун А.А., Терехова Р.А. Состояние высотной основы гидрологической сети севера ЯНАО // Российские полярные исследования. Информационно-аналитический сборник. 2012. № 4 (10). С. 38–41.
18. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. III. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 292 с.
19. Войнов Г.Н. Способ приведения ежечасных наблюдений за уровнем моря к однородным рядам с помощью калибровки приливов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 68–80.
20. Пискун А.А. О точности определения средних и экстремальных уровней воды при сокращении сроков наблюдений на постах Обской и Тазовской губ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 23–36.

REFERENCES

1. Iagovkina E.A., Khaimina O.V., Kubyshkin N.V., Smirnov K.G., Gudoshnikov Iu.P. Non-periodic fluctuations of sea level at Cape Kamenny (the Ob Bay of the Kara Sea). Patterns of variability and the possibility of forecasting. *Trudy II Vserossiiskoi konferentsii «Gidrometeorologiya i ekologiya: dostizheniia i perspektivy razvitiia». Konferentsiia imeni L.N. Karlina. 19–20 dekabria 2018.* Proceedings of the II All-Russian Conference “Hydrometeorology and Ecology: Achievements and Prospects for Development”. Conference named L.N. Carlin. December 19–20, 2018. St. Petersburg: Himizdat, 2018: 734–737. [In Russian].

2. Antonov V.S., Maslaeva N.G. Nizov'ia i ust'ia reki Obi. The lower reaches and mouths of the Ob River. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965: 84 p. [In Russian].
3. Vinogradova T.A. Analysis of interaction of flood waves with sea level fluctuations on closed estuaries of Siberian rivers. *Trudy Vsesoiuznogo gidrologicheskogo s"ezda. T. 9. Ust'ia rek.* Proc. of the V All-Union Hydrological Congress. Vol. 9. The mouth of the rivers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990: 150–158. [In Russian].
4. Voinov G.N., Piskun A.A. Tidal and storm surges fluctuations in water level in the area of Kamenny m. (the Ob Bay). *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (1): 15–33. [In Russian].
5. Ivanov V.V. Method of estimation of fresh water reserves in the estuaries of Arctic rivers with closed estuaries. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 1991, 66: 224–238. [In Russian].
6. Kort V.G. Non-periodic fluctuations of the water level in the Arctic seas and methods for their prediction. *Trudy Arkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of ANII. 1941, 175: 163 p. [In Russian].
7. Kort V.G. On the problem of fluctuations in the level surface of the Ob bay. *Trudy Arkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of ANII. 1949, 13: 100–118. [In Russian].
8. Labzovskii N.A. Neperiodicheskie kolebaniia urovnia moria. Non-periodic fluctuations of the water level. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1971: 237 p. [In Russian].
9. Kopteva A.V. The level and course of the Ob bay. *Trudy Arkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of ANII. 1953, 59: 84–148. [In Russian].
10. Voinov G.N., Nalimov Iu.V., Piskun A.A., Stanovoi V.V., Usankina G.E. *Osnovnye cherty gidrologicheskogo rezhima Obskoi i Tazovskoi gub (led, urovni, struktura vod).* The main features of the hydrological regime of the Ob and Taz bays (ice, levels, water structure). Ed. G.N. Voinov. St. Petersburg: Nestor-Istoriia, 2017: 192 p. [In Russian].
11. Voinov G.N. Harmonic analysis of sea tides by urgent observations of sea level. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and Hydrology. 2009, 7: 79–91. [In Russian].
12. Voinov G.N. *Prilivnye yavleniia v Karskom more.* Tidal phenomena in the Kara Sea. St. Petersburg: Publishing House of the Russian Geographical Society, 1999: 109 p. [In Russian].
13. Voinov G.N., Piskun A.A. The estimation of the tides in the New Port (the Ob bay) on the sea level data for the period of 1977–2012. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2015, 3 (105): 51–65. [In Russian].
14. Stakhevich V.S. Data on tides at the mouths of the Yenisei and Ob rivers. *Zapiski po gidrografii.* Notes on hydrography. 1926, 51: 95–102. [In Russian].
15. *Gidrologicheskii ezhegodnik.* Hydrological Yearbook. V. 6. Issue 0–3 for 1965. Novosibirsk: West Siberian Department of Hydrometeorological Service, 1968: 478 p. [In Russian].
16. Piskun A.A. The state of the altitude base and the quality of data on water levels in the Ob-Taz estuary region. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2010, 3 (86): 97–113. [In Russian].
17. Golovanov O.F., Piskun A.A., Terekhova R.A. State of the high-altitude base of the hydrological network of the north of the Yamalo-Nenets autonomous okrug. *Rossiiskie poliarnye issledovaniia.* Russian Polar Investigations. 2012, 4 (10): 38–41. [In Russian].
18. *Nastavlenie gidrometeorologicheskim stantsiiam i postam.* Manual for hydrometeorological stations and posts. V. 6. Ch. III. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1958: 292 p. [In Russian].
19. Voinov G.N. Techniques of reduction of the hourly series of the sea level records to uniform series by means of calibration of the tidal signal. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2015, 2 (104): 68–80. [In Russian].
20. Piskun A.A. About the accuracy of definition of average and extreme water levels at reduction of terms of observations on posts of the Ob and Taz estuaries. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 2017, 4 (114): 23–36. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-38-55>
УДК 551.326.1/.2(268.53/.56)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КРОМКИ ЛЬДОВ В АВГУСТЕ – СЕНТЯБРЕ В ВОСТОЧНЫХ МОРЯХ РОССИИ В НАЧАЛЕ XXI в.

А.Г. ЕГОРОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

ego@aari.ru

Резюме

По данным наблюдений за 1981–2018 гг. проведен анализ широтного положения кромки льдов в августе – сентябре в восточных морях Российской Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском). Установлено, что исходный ряд состоит из двух существенно различающихся частей: 1981–2001 гг. с устойчиво южным положением кромки и 2002–2018 гг. с устойчиво северным положением кромки. При этом размах колебаний в положении кромки между экстремальными годами составляет около 1000 км. Показано, что режим пространственного смещения кромки на север отличается в западной и восточной части акватории, по разные стороны от Новосибирских островов. В течение 2002–2010 гг. наибольшее смещение кромки на север наблюдалось в Чукотском и Восточно-Сибирском морях (максимум 2007 г.), а в течение 2011–2018 гг. — в море Лаптевых (максимум 2014 г.). Исходя из волновой природы колебательного изменения положения границы льдов, предполагается, что в течение 2020-х гг. следует ожидать некоторого возвратного движения кромки льдов в южном направлении.

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, кромка льдов в конце летнего периода, ледяной покров арктических морей России, многолетняя изменчивость ледовых условий, море Лаптевых, Чукотское море.

Для цитирования: Егоров А.Г. Пространственное положение кромки льдов в августе – сентябре в восточных морях России в начале XXI в. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. Вып. 1. С. 38–55. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-38-55>.

Поступила 13.11.2019

После переработки 21.01.2020

Принята 13.02.2020

SPATIAL LOCATION OF ICE EDGE IN AUGUST – SEPTEMBER IN THE RUSSIA'S EASTERN SEAS IN EARLY 21ST CENTURY

ALEXANDER G. EGOROV

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

ego@aari.ru

Summary

The goal of the present paper is to analyze the spatial-temporal variability of ice edge location in the Eastern Arctic seas of Russia (the Laptev, East-Siberian and Chukchi Seas) in late summer (August-September) during the period from 1981 to 2018, as well as to estimate the multi-year changes taking place in the 21st century. The special archive containing the information on latitude position of ice edge at the meridians between the Severnaya Zemlya Archipelago and Alaska was developed; the data of AARI (Arctic and Antarctic Research Institute) specialized observations and satellite images were used.

The inter-annual variability of ice edge position in the total area shows that the entire period 1981–2018 consists of two significantly different parts: the interval from 1981 to 2001 with southern ice edge position (mean latitude in September comprised 74,9° N), and the interval from 2002 to 2018 with northern ice edge position (mean latitude 78,7° N). The difference between the extreme values of ice edge latitude at some meridians reached 9 degrees of latitude (about 1000 km).

During the period from 2002 to 2018, the area of mostly active northward displacement of ice edge moved generally from east to west. From 2002 to 2010, the maximum northward displacement of ice edge was observed in the East-Siberian and Chukchi Seas; in 2007 the extreme northern position of ice edge was registered to the east of the New Siberia Archipelago (mean latitude comprised 84,0° N). However, during 2011–2018, the maximum northward displacement of ice edge was observed in the Laptev Sea; in 2014 the extreme northern position of ice edge was registered to the west of the New Siberia Archipelago (mean latitude comprised 84,5° N).

Typologically, the displacement of ice edge from south to north during the period from 2001–2018 looks like a wave; its crest and sole drift from the Chukchi Sea toward the Laptev Sea. Within the period from 2007 to 2010, the ice edge displacement reached its maximum, and after this, during 2011–2015, the reverse motion from north to south began. One can forecast that within the nearest coming years the ice edge oscillatory southward drift would continue, and by the end of 2020-s one can expect the ice edge to have the position typical for the period 2002–2006.

Keywords: ice cover of the Russia's Arctic seas, ice edge in late summer, multi-year variability of ice conditions, the Chukchi Sea, the East-Siberian Sea, the Laptev Sea.

For Citation: Egorov A.G. Spatial location of ice edge in August – September in the Russia's eastern seas in early 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (1): 38–55. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-38-55>.

Received 11.13.2019

Revised 01.21.2020

Accepted 02.13.2020

ВВЕДЕНИЕ

Положение кромки льдов в летний период очищения арктических морей является одной из базовых характеристик, описывающих состояние ледяного покрова в высоких широтах Земли [1, 2], которое определяет не только сложности проведения морских операций по трассам Северного морского пути, но и может служить надежным индикатором многолетних изменений, происходящих в природной среде Арктики [3]. В восточных морях России (Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском), расположенных между восточным побережьем Северной Земли и западным побережьем п-ова Аляска пространственное положение кромки льдов во второй половине летнего сезона (август – сентябрь) обычно принимает квазизональную ориентацию [4], что делает возможным количественный анализ положения кромки на секущих меридианах, расположенных к северу от северного побережья Сибири.

Происходящие в последние десятилетия изменения гидрометеорологических условий в высоких широтах по-разному проявляются в различных географических регионах [5, 6]; одной из областей наибольших изменений является именно Восточ-

ная Арктика и ее арктические моря, открытые к Арктическому бассейну и испытывающие влияние многолетних флуктуаций тихоокеанского Алеутского минимума [7].

При исследовании изменчивости ледовых условий в арктических морях в летний период обычно используют такой показатель, как ледовитость (в целом по морю или какой-либо его крупной части), который надежно характеризует общее количество льдов акватории [8, 9]. Однако потепление последнего времени привело к тому, что к концу летнего периода очищения, как правило, все пространство морей освобождается ото льдов и ледяной покров в северной полярной области наблюдается лишь на тех акваториях, которые находятся к северу от северной границы арктических морей [10, 11]. В этих условиях природная информативность ледовитости уменьшается, и, как представляется, корректнее использовать такой альтернативный показатель, который характеризовал бы не только ледовые условия непосредственно в арктических морях, но и к северу от их северной границы; именно такой характеристикой и является положение кромки льдов на меридиональных секущих, проходящих от евразийского берега к Северному полюсу.

Цель статьи — анализ пространственной и временной изменчивости положения кромки льдов в восточных арктических морях России (Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское) в конце летнего периода (август – сентябрь) в течение 1981–2018 гг., а также оценка многолетних изменений, происходящих в течение первых двух десятилетий XXI в.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе положение кромки на конец августа и конец сентября снималось с ледовых карт, построенных в Арктическом и антарктическом НИИ, на меридиональных створах с шагом 10 градусов долготы от 100° в.д. до 160° з.д. Как показывает опыт режимной и прогностической работы, такая дискретность достаточна для воспроизведения основных региональных и локальных особенностей пространственного распределения льдов на завершающей стадии летнего очищения акватории [12].

При организации исследовательского архива были использованы два вида данных:

- для периода 1981–1996 гг.: бумажные карты ледовых условий с шагом в 1 декаду (10 суток), на которой представлены различные ледовые границы, в том числе кромка льдов в летний и осенний периоды, построенные в Центре ледовой и гидрометеорологической информации ААНИИ; основные источники информации — полярные станции, авиационная ледовая разведка, искусственные спутники Земли, морские суда;

- для периода 1997–2018 гг.: данные характеристик ледяного покрова из архива Мирового центра данных по морскому льду (МЦД МЛ ААНИИ); архив содержит еженедельные геопривязанные данные характеристик ледяного покрова по Арктике и арктическим морям; архив представлен в формате СИГРИД-3 (SIGRID-3); основные источники информации — искусственные спутники Земли, полярные станции, морские суда.

Всего на акватории арктических морей в Восточном секторе Арктики использовались 11 информационных меридиональных створов (от 100° в.д. до 160° з.д.). Ряд наблюдений, занесенный в архив, составляет период с 1981 по 2018 г., длина ряда — 38 лет. Временная протяженность исследуемого ряда наблюдений охватывает

как период относительно повышенной ледовитости в 1980–1990 гг., так и период пониженного количества льдов в течение 2000–2010 гг. Общее количество занесенных данных о пространственном положении кромки льдов — суммарно 836 единиц.

Опираясь на созданный массив данных, можно построить и анализировать любые карты пространственного положения кромки льдов в восточных арктических морях — среднемноголетние, экстремальные, типовые и др.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КРОМКИ ЛЬДОВ В ВОСТОЧНЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ В СРЕДНЕМНОГОЛЕТНЕМ РЕЖИМЕ (1981–2018 гг.)

При среднемноголетних условиях (1981–2018 гг.) пространственное положение кромки льдов представляет собой волнообразную синусоиду с двумя повышениями и двумя понижениями, квазизонально расположенную на азиатском шельфе (рис. 1).

В августе самое южное положение кромки отмечается в море Лаптевых на 120-м восточном меридиане ($77,4^\circ$ с.ш.) и в районе о. Врангеля на 180-м меридиане ($71,6^\circ$ с.ш.), а самое северное положение кромки отмечается к северу от Новосибирских островов на 140-м меридиане ($78,0^\circ$ с.ш.) и в Чукотском море на 170-м западном меридиане ($73,3^\circ$ с.ш.). При этом наблюдается характерный тренд, при котором, перемещаясь с запада на восток, средняя широта положения кромки постоянно уменьшается и составляет: в море Лаптевых $78,4^\circ$ с.ш., в Восточно-Сибирском море $75,3^\circ$ с.ш., в Чукотском море $72,7^\circ$ с.ш., т.е. шаг от моря к морю составляет 2,6–3,1 градуса широты (табл. 1).

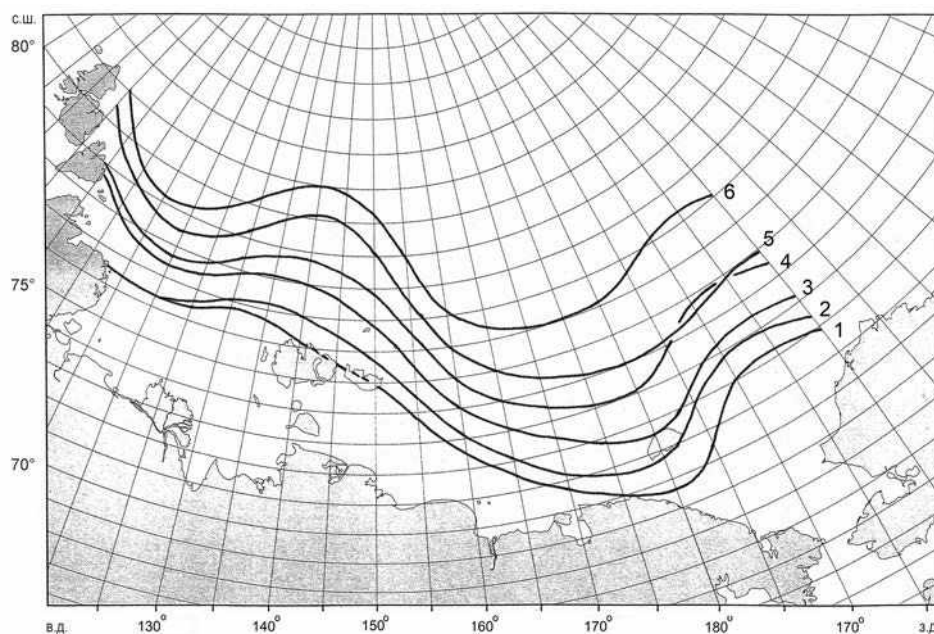


Рис. 1. Карта пространственного положения кромки льдов в конце августа (1 — 1981–2001 гг., 3 — 1981–2018 гг., 5 — 2002–2018 гг.) и в конце сентября (2 — 1981–2001 гг., 4 — 1981–2018 гг., 6 — 2002–2018 гг.)

Fig. 1. Location of ice edge in late August (1 — 1981–2001, 3 — 1981–2018, 5 — 2002–2018) and late September (2 — 1981–2001, 4 — 1981–2018, 6 — 2002–2018)

В сентябре общая конфигурация пространственного положения кромки похожа на августовскую. В это время самое южное положение кромки отмечается в море Лаптевых на 120-м восточном меридиане ($77,7^\circ$ с.ш.) и в районе о. Врангеля на 180-м меридиане ($73,1^\circ$ с.ш.), а самое северное положение кромки отмечается севернее Новосибирских островов на 140-м меридиане ($78,7^\circ$ с.ш.) и в Чукотском море на 170-м западном меридиане ($74,8^\circ$ с.ш.). При этом, перемещаясь с запада на восток, средняя широта положения кромки постоянно уменьшается и составляет: в море Лаптевых $78,8^\circ$ с.ш., в Восточно-Сибирском море $76,2^\circ$ с.ш., в Чукотском море $74,1^\circ$ с.ш., т.е. шаг от моря к морю меньше, чем в августе, и составляет 2,1–2,6 градуса широты.

То есть расстояние между двумя южными понижениями кромки составляет около 60 градусов по меридиану, а расстояние между двумя северными повышениями кромки составляет около 50 градусов по меридиану, что примерно соответствует расстоянию в 1,5–2,0 тыс. км. Эти плавные изменения в зональном рисунке кромки льдов пространственно соответствуют крупномасштабным, разнонаправленным особенностям ледового режима: южное положение кромки наблюдается в районе отроговых ледяных массивов Арктического бассейна (Таймырский массив в море Лаптевых и Айонский массив в Восточно-Сибирском море), а северное положение кромки приурочено к меридианам Берингова пролива и Новосибирских островов.

Сравнение зонального положения кромки в сентябре и в августе позволяет определить, как активно продолжают развиваться процессы очищения акватории ото льдов на самом излете теплого сезона, т.е. в течение сентября. В среднем для всего восточного арктического пространства кромка льдов от августа к сентябрю продвигается к северу на $0,8$ градуса широты, т.е. со средней скоростью примерно 3 километра в сутки. Однако очищение акватории ото льдов в сентябре пространственно крайне неоднородно. В Чукотском море наблюдаются наибольшие значения в сентябрьском продвижении кромки на север — в среднем за месяц около $1,4$ градуса широты. Напротив, в море Лаптевых наблюдаются наименьшие значения в сентябрьском продвижении кромки на север — в среднем за месяц около $0,3$ градуса широты. Восточно-Сибирское море представляет собой промежуточный вариант, со средними значениями сентябрьского продвижения кромки около $0,9$ градуса широты. Таким образом, интенсивность сентябрьского перемещения кромки с юга на север

Таблица 1

Среднемноголетнее значение и среднее квадратичное отклонение положения кромки льдов в августе и сентябре за 1981–2018 гг. на меридианах в восточных арктических морях

Table 1

Multiyear mean and standard deviation of the ice edge location at the meridians of the eastern Arctic seas in August and September from 1981 to 2018

Показатель	100° в.д.	110° в.д.	120° в.д.	130° в.д.	140° в.д.	150° в.д.	160° в.д.	170° в.д.	180° в.д.	170° з.д.	160° з.д.	Среднее
Август												
Среднее	80,2	78,2	77,4	77,9	78,0	76,8	74,1	72,5	71,6	73,3	73,2	75,7
с.к.о.	0,80	1,65	2,49	2,39	3,06	3,16	3,31	3,33	3,04	2,08	2,24	1,88
Сентябрь												
Среднее	80,5	78,4	77,7	78,5	78,7	77,8	74,9	73,5	73,1	74,8	74,5	76,6
с.к.о.	1,17	1,81	2,62	2,58	3,02	3,36	3,66	3,70	3,79	2,94	2,96	2,24

увеличивается при движении с запада на восток, и это различие между морями Лаптевых и Чукотским составляет в среднем 4–5 раз.

Среднее квадратичное отклонение показывает, на каких меридиональных створах наблюдается наибольший (и наименьший) размах в межгодовых изменениях широтного положения кромки льдов за период ледовых наблюдений. В августе наибольшие величины отмечаются в Восточно-Сибирском море между 140-м и 180-м меридианами (среднее значение с.к.о. составляет около 3,2 ед.), а наименьшие величины отмечаются в море Лаптевых (среднее значение с.к.о. составляет около 1,8 ед.); в Чукотском море с.к.о. ближе к уровню моря Лаптевых и составляет около 2,2 ед. В сентябре наблюдается заметное увеличение с.к.о. к востоку от 150-го меридиана, но общая картина распределения величин похожа на августовскую. В сентябре наибольшие величины отмечаются в Восточно-Сибирском море между 140-м и 180-м меридианами (среднее значение с.к.о. составляет около 3,5 ед.), а наименьшие величины отмечаются в море Лаптевых (среднее значение с.к.о. составляет около 2,0 ед.); в Чукотском море с.к.о. ближе к уровню Восточно-Сибирского моря и составляет около 3,0 ед.

КРОМКА ЛЬДОВ ПРИ ТЯЖЕЛЫХ (1981–2001 гг.) И ЛЕГКИХ (2002–2018 гг.) ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЯХ В ВОСТОЧНЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

Межгодовая изменчивость среднего положения кромки для всей суммарной восточной акватории от Северной Земли до Аляски показывает, что ряд наблюдений 1981–2018 гг. состоит из двух принципиально различающихся частей в зависимости от преобладающего знака аномалии ледового показателя; причем эта двусоставность характерна и для августа, и для сентября (рис. 2).

В августе в течение 1981–2001 гг. среднее положение кромки на суммарной акватории составило 74,4° с.ш., а в 18 случаях из 21 наблюдались отрицательные аномалии положения кромки со средним многолетним значением аномалии в –0,69 величины с.к.о. Напротив, в течение 2002–2018 гг. среднее положение кромки составило 77,3° с.ш., а в 16 случаях из 17 наблюдались положительные аномалии положения кромки со средним многолетним значением аномалии в +0,85 величины с.к.о. Разница между

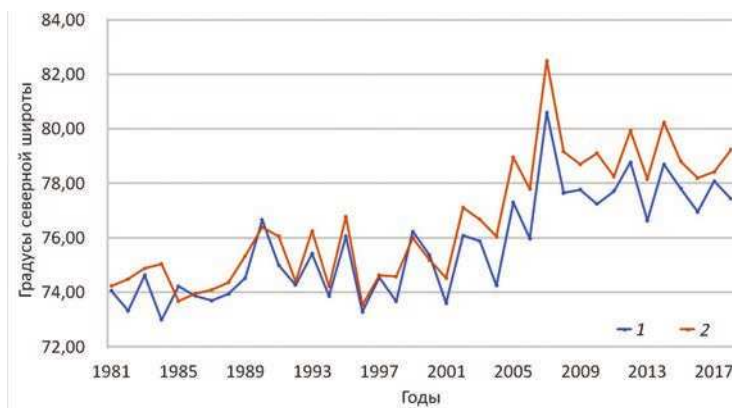


Рис. 2. Средняя широта положения кромки льдов на суммарной акватории восточных арктических морей в конце августа (1) и сентября (2) в течение 1981–2018 гг.

Fig. 2. Mean latitude of ice edge position at the total area of the eastern Arctic seas in late August (1) and late September (2) during 1981–2018

двумя средними многолетними состояниями кромки равняется 2,9 градуса широты или 1,54 величины с.к.о., а разница между экстремальными значениями в 1984 г. и 2007 г. составляет 7,6 градусов широты, или 4,04 величины с.к.о.

В сентябре в течение 1981–2001 гг. среднее положение кромки составило 74,9° с.ш., а в 20 случаях из 21 наблюдались отрицательные аномалии положения кромки со средним многолетним значением аномалии в –0,75 величины с.к.о. Напротив, в течение 2002–2018 гг. среднее положение кромки составило 78,7° с.ш., а в 16 случаях из 17 наблюдались положительные аномалии положения кромки со средним многолетним значением аномалии в +0,93 величины с.к.о. Разница между двумя средними многолетними состояниями кромки равняется 3,8 градуса широты, или 1,68 величины с.к.о., а разница между экстремальными значениями в 1996 г. и 2007 г. составляет 9,0 градусов широты, или 4,00 величины с.к.о.

Отдельно отметим, что сентябрьская разница между значениями в экстремальные годы составляет около 9 градусов широты, т.е. в XXI в. по сравнению с двадцатым кромка между минимальным и максимальным положением на момент завершения летнего очищения акватории ото льдов в среднем для всей зональной полосы протяженностью в 100 градусов по меридиану сместилась к северу на расстояние около 1000 км.

Картированное представление кромки льдов в среднем за 1981–2001 гг. и в среднем за 2002–2018 гг. показывает основные пространственные изменения, происходящие в августе и в сентябре при переходе от природного режима XXI в. к режиму XXI в. (см. рис. 1). При сохранении общей квазисинусоидальной конфигурации кромка в целом сместилась в северном направлении; причем в сентябре больше, чем в августе. В августе среднее положение кромки составило: в 1981–2001 гг. 74,5° с.ш., а в 2002–2018 гг. 77,1° с.ш., т.е. кромка сместилась на север на 2,6° широты (или около 290 км). В сентябре среднее положение кромки составило: в 1981–2001 гг. 74,9° с.ш., а в 2002–2018 гг. 78,4° с.ш., т.е. кромка сместилась на север на 3,5° широты (или около 390 км).

Если в 1981–2001 гг. кромка в августе и сентябре проходила по северной периферии Новосибирских островов и через пролив Лонга к югу от о. Врангеля, то в 2002–2018 гг. кромка сместилась на север на 2–3° широты в море Лаптевых и на 4–5° широты — в морях Восточно-Сибирском и Чукотском.

Отдельный интерес представляет анализ той скорости, с которой произошел переход от прежнего, многолетнего состояния кромки в конце XX в. к новому, многолетнему состоянию кромки в XXI в. Наибольшее изменение ледовых показателей, как августа, так и сентября, приходится на временной период 2004–2007 гг. Так, в августе 2004 г. среднее положение кромки льдов в восточных арктических морях было 74,2° с.ш., а в 2007 г. — уже 80,6° с.ш.; за три года кромка поднялась к северу на 6,4° с.ш., или в среднем на 2,1° с.ш. в год (что соответствует расстоянию примерно в 230 км). На отдельных створах продвижение кромки на север было еще больше: для створа 170° в.д. положение кромки за три года изменилось с 70,7° с.ш. на 83,0° с.ш., т.е. скорость смещения кромки льдов составила 4,1° с.ш. в год (или около 450 км в год). Для сентября наблюдаются близкие к августовским значения.

Так, в сентябре 2004 г. среднее положение кромки льдов в восточных арктических морях было 76,0° с.ш., а в 2007 г. — уже 82,5° с.ш.; за три года кромка поднялась к северу на 6,5° с.ш., или в среднем на 2,2° с.ш. в год (что соответствует

расстоянию примерно в 240 км). На отдельных створах продвижение кромки на север было еще больше: для створа 170° в.д. положение кромки за три года изменилось с 73,0° с.ш. на 85,5° с.ш., т.е. скорость смещения кромки льдов составила 4,2° с.ш. в год (или около 460 км в год).

Таким образом, переход от одного климатического состояния к другому осуществился за относительно короткий временной промежуток продолжительностью примерно в 3 года (2004–2007 гг.). 2007 год был годом абсолютного максимума в продвижении кромки льдов на север. После 2007-го кромка опустилась к югу примерно на 3–4 градуса широты и в течение последнего десятилетия сохраняет определенное пространственное постоянство своего положения примерно в зональной полосе 78–80° с.ш. Отметим, что в сентябре положение кромки было примерно одинаковым в течение нескольких лет до и после 2007 г. и составляло в среднем за 2005–2006 гг. 78,4° с.ш., а в среднем за 2008–2018 гг. 78,9° с.ш.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯ В ИЗМЕНЕНИИ ПОЛОЖЕНИЯ КРОМКИ ЛЬДОВ К ЗАПАДУ И К ВОСТОКУ ОТ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ

Еще одна режимная особенность состоит в том, что интенсивность смещения кромки от августа к сентябрю существенно увеличилась в течение XXI в. по сравнению с XXI в.: в течение 1981–2001 гг. она составила в среднем для всех створов 0,4° широты, а в течение 2002–2018 гг. — уже 1,3° широты, т.е. смещение на север в сентябре увеличилось примерно в три раза. Но еще более важно, что это сентябрьское усиление смещения кромки в XXI в. различно в западной и восточной частях исследуемой акватории, граница между которыми проходит примерно по долготе о. Новая Сибирь.

В 1981–2001 гг. сентябрьское смещение кромки на север составило:

- к западу от о. Новая Сибирь (т.е. между меридианами 100° в.д. и 150° в.д.) в среднем около 0,3° широты;

- к востоку от о. Новая Сибирь (т.е. между меридианами 160° в.д. и 160° з.д.) в среднем около 0,6° широты;

- различие в западной и восточной частях шельфа составляет около 0,3° широты.

В 2002–2018 гг. сентябрьское смещение кромки на север составило:

- к западу от о. Новая Сибирь (т.е. между меридианами 100° в.д. и 150° в.д.) в среднем около 0,8° широты;

- к востоку от о. Новая Сибирь (т.е. между меридианами 160° в.д. и 160° з.д.) в среднем около 1,9° широты;

- различие в западной и восточной частях шельфа составляет около 1,1° широты.

Другими словами, пространственная экспансия кромки на север в XXI в. была в несколько раз больше к востоку от меридиана Новосибирских островов, чем к западу от указанной границы, т.е. выделяются обширные по площади акватории с повышенной и пониженной интенсивностью изменения режима пространственного положения кромки льдов в XXI в. По этой причине вся зональная полоса восточных арктических морей между 100° в.д. и 160° з.д. может быть разделена на две части — западную и восточную — и многолетний анализ пространственного смещения кромки, соответственно, должен быть проведен раздельно для обеих акваторий.

Такой раздельный анализ показывает, что ведущая пространственная особенность смещения кромки на север в первые два десятилетия XXI в. заключается в неоднородности формирования положительных аномалий в западной и восточной частях суммарной восточной арктической акватории в течение 2000-х гг. и 2010-х гг. (рис. 3).

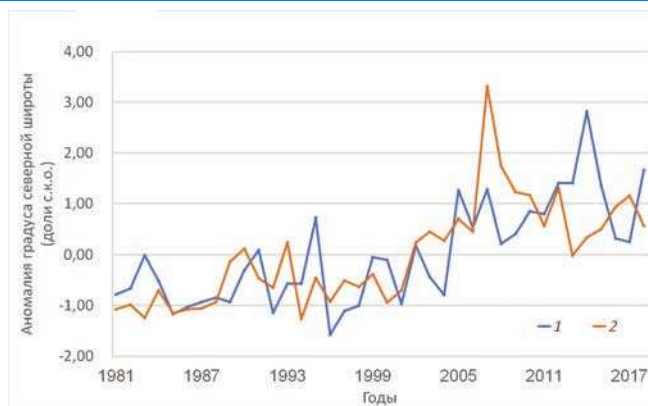


Рис. 3. Средняя аномалия широты положения кромки льдов (доли с.к.о.) к западу (1) и к востоку (2) от Новосибирских островов в конце сентября

Fig. 3. Mean anomaly of the latitude of ice edge position (in fractions of the standard deviation) to the west (1) and to the east (2) of the New Siberia Archipelago in late September

1. В течение 2002–2010 гг. в 7 случаях из 9 наибольшие положительные аномалии зонального положения кромки наблюдались в восточном фрагменте суммарной акватории; среднее значение аномалии для створов 100° – 150° в.д. составляет 0,39 величины с.к.о., а для створов 160° в.д.– 160° з.д. среднее значение аномалии составляет 1,06 величины с.к.о. (т.е. почти в три раза больше); в 2007 г. зафиксировано экстремально северное положение кромки к востоку от Новосибирских островов (среднее значение на восточных створах составляет $84,0^{\circ}$ с.ш.).

2. В течение 2011–2018 гг. в 6 случаях из 8 наибольшие положительные аномалии зонального положения кромки наблюдаются уже в западном фрагменте азиатского шельфа; среднее значение аномалии для створов 100° – 150° в.д. составляет 1,25 величины с.к.о., а для створов 160° в.д.– 160° з.д. среднее значение аномалии составляет 0,67 величины с.к.о. (т.е. примерно в 2 раза меньше); в 2014 г. зафиксировано экстремально северное положение кромки к западу от Новосибирских островов (среднее значение на западных створах составляет $84,5^{\circ}$ с.ш.).

3. Переход от периода преобладания наибольших изменений на востоке к периоду преобладания наибольших изменений на западе произошел в самом начале 2010-х гг. (примерно в 2011 г.), так что годы с двумя наибольшими аномалиями в 2007 г. на востоке и 2014 г. на западе находятся в пространственно различающихся временных периодах.

Таким образом, экспансия в северном направлении кромки льдов в восточных арктических морях, наблюдаемая в первые два десятилетия XXI в., представляет собой единое природное явление, состоящее из двух взаимосвязанных частей. Исходным моментом этой эволюции является период 1981–2001 гг., когда в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском в конце летнего сезона наблюдалось примерно такое положение кромки, которое было характерным для большей части XX в. (рис. 4). В течение 2000-х гг. ситуация изменилась так, что кромка стала достаточно быстро продвигаться к северу, прежде всего в восточной части акватории, к востоку от Новосибирских островов. В течение 2002–2010 гг. средняя сентябрьская аномалия положения кромки для створов 160° в.д.– 160° з.д. (т.е. большая

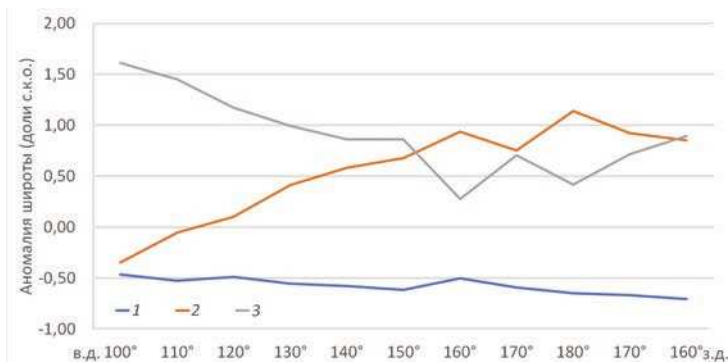


Рис. 4. Среднее положение кромки льдов в сентябре по створам в восточных арктических морях (1 — период 1981–2001 гг., 2 — период 2002–2010 гг., 3 — период 2011–2018 гг.)

Fig. 4. Mean position of ice edge at the meridians in the eastern Arctic seas (1 — 1981–2001, 2 — 2002–2010, 3 — 2011–2018)

часть Восточно-Сибирского моря и Чукотское море) составила 0,92 величины с.к.о.; к западу от Новосибирских о-вов, при перемещении с востока на запад от одного меридионального створа к другому, аномалия кромки постепенно уменьшалась, и на акватории моря Лаптевых и в западной части Восточно-Сибирского моря (в среднем для створов 100–150° в.д.) аномалия кромки составила только 0,23 величины с.к.о. В течение 2010-х гг. началась вторая фаза многолетнего природного процесса, когда смещение кромки на север, ранее начавшись на востоке, охватило и западную часть акватории к западу от меридиана о. Новая Сибирь. В течение 2011–2018 гг. наибольшие значения аномалии сентябрьского положения кромки наблюдались уже в море Лаптевых (средняя аномалия для створов 100–150° в.д. составила 1,16 величины с.к.о.), и при движении с запада на восток эти аномалии уменьшились примерно в 2 раза (средняя аномалия в Восточно-Сибирском и Чукотском морях для створов 160° в.д.–160° з.д. составила 0,60 величины с.к.о.).

По разные стороны от меридиана о. Новая Сибирь наблюдаются разные временные тенденции в многолетнем изменении широтного положения кромки льдов. В западной части акватории от периода 1981–2001 гг. к периоду 2002–2010 гг. и от периода 2002–2010 гг. к периоду 2011–2018 гг. наблюдается одна и та же тенденция: средняя кромка льдов смещается с юга на север в течение 2002–2010 гг. на 2,2° с.ш. (от 77,2° с.ш. до 79,4° с.ш.) и в течение 2011–2018 г. — еще на 1,8° с.ш. (от 79,4° с.ш. до 81,2° с.ш.). Напротив, в восточной части акватории от периода 1981–2001 гг. к периоду 2002–2010 гг. и от периода 2002–2010 гг. к периоду 2011–2018 гг. тенденции изменений противоположны: средняя кромка льдов смещается с юга на север в течение 2002–2010 гг. на 5,2° с.ш. (от 72,1° с.ш. до 77,3° с.ш.), а в течение 2011–2018 г. она смещается с севера на юг на 1,1° с.ш. (от 77,3° с.ш. до 76,2° с.ш.).

ОДНОРОДНЫЕ ПЕРИОДЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ КРОМКИ ЛЬДОВ В ВОСТОЧНЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ В 1981–2018 гг.

Многолетняя изменчивость положения кромки льдов в восточных арктических морях показывает сильную зависимость от двух показателей: во-первых, количественного — от общей аномальности широтного положения кромки в среднем для всей акватории между 100° в.д. и 160° з.д., и, во-вторых, пространственного — от

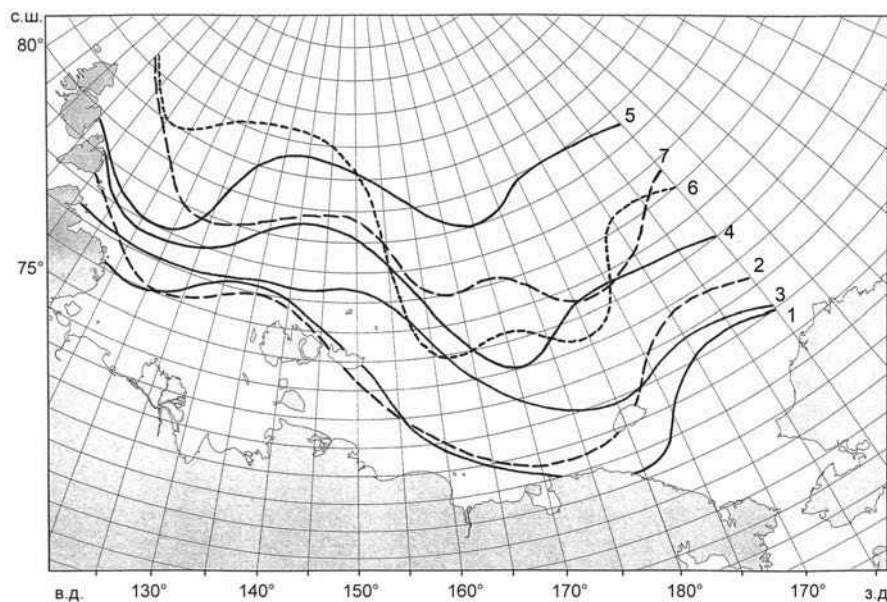


Рис. 5. Карта пространственного положения кромки льдов в конце сентября в течение однородных периодов (1 — 1981–1989 гг., 2 — 1989–1995 гг., 3 — 1996–2001 гг., 4 — 2002–2006 гг., 5 — 2007–2010 гг., 6 — 2011–2015 гг., 7 — 2016–2018 гг.)

Fig. 5. Ice edge position in late September within the uniform periods (1 — 1981–1989, 2 — 1989–1995, 3 — 1996–2001, 4 — 2002–2006, 5 — 2007–2010, 6 — 2011–2015, 7 — 2016–2018)

различий в режиме кромки в западной и восточной части исследуемой акватории, по разные стороны от меридиана о. Новая Сибирь. Опираясь на эти критерии, ряд наблюдений 1981–2018 гг. может быть разделен на несколько условно однородных периодов, в течение каждого из которых наблюдаются схожие особенности количественного и пространственного положения кромки льдов. Всего выделяются 7 периодов (табл. 2), три — для интервала 1981–2001 гг. с преимущественно южным положением кромки и четыре — для интервала 2002–2018 гг. с северным положением кромки льдов в августе и сентябре (рис. 5).

1. Период 1981–1988 гг. В течение всех восьми лет на исследуемой акватории наблюдались отрицательные аномалии широтного положения кромки льдов, значения которой изменялись от $-0,68$ до $-1,29$ величины с.к.о. Аномально южное положение кромки в конце летнего периода примерно соответствовало тому фону ледовых условий, который наблюдался в арктических морях России во второй половине XX в. и сформировался после потепления 1930–1940-х гг. В восточной части исследуемой акватории отрицательные аномалии положения кромки были больше, чем в западной. В сентябре кромка отходила от восточного берега п-ова Таймыр, пересекала Новосибирские острова и блокировала побережье Чукотки на участке от мыса Шелагский до мыса Шмидта.

2. Период 1989–1995 гг. В 6 случаях из 7 наблюдалась также отрицательная аномалия широтного положения кромки льдов, однако степень аномальности уменьшилась примерно вдвое; только дважды (в 1992 г. и в 1994 г.) величина отрицательной аномалии приближалась к среднему уровню периода 1981–1988 гг. В целом ледовые

Таблица 2

**Среднее положение кромки льдов в сентябре (аномалии в долях с.к.о.)
по меридиональным створам в морях Лаптевых (ЧМ), Восточно-Сибирском (ВСМ)
и Чукотском (ЧМ)**

Table 2

**Mean ice edge location (anomalies in fractions of the standard deviation) in September
at the meridians of the Laptev, East-Siberian and Chukchi Seas**

Период, годы	МЛ 100– 130° в.д.	ВСМ 140– 170° в.д.	ЧМ 180– 160° з.д.	Запад 100– 150° в.д.	Восток 160° в.д.– 160° з.д.	МЛ+ВСМ+ЧМ 100° в.д. – 160° з.д.
1981–1988	–0,65	–0,94	–0,98	–0,74	–1,03	–1,00
1989–1995	–0,45	–0,12	–0,81	–0,39	–0,37	–0,42
1996–2001	–0,61	–0,97	–0,49	–0,80	–0,68	–0,82
2002–2006	–0,05	+0,41	+0,42	+0,15	+0,36	+0,42
2007–2010	+0,32	+1,46	+1,86	+0,69	+1,86	+1,47
2011–2015	+1,69	+0,77	+0,67	+1,55	+0,54	+1,12
2016–2018	+0,86	+0,79	+0,76	+0,74	+0,88	+0,91

условия стали заметно легче: по сравнению с предыдущим периодом наблюдалась одна важная особенность — в центральной части Восточно-Сибирского моря кромка сместилась в северном направлении на 3–4 градуса широты, а в остальных морях — Лаптевых и Чукотском — осталась почти без изменений (или эти изменения совсем незначительны). В пространственном отношении кромка к концу сентября освобождала наиболее крупные острова и располагалась примерно на 1–2 градуса широты севернее Новосибирских островов и примерно на 0,5 градуса широты севернее о. Врангеля. В среднем для всей исследуемой акватории кромка сместилась на север на 1,3 градуса широты (по сравнению с периодом 1981–1988 гг.).

3. Период 1996–2001 гг. Ледовые условия вновь ухудшились, во всех шести годах наблюдалась отрицательная аномалия широтного положения кромки. По сравнению с предыдущим периодом на большей части акватории кромка сместилась в южном направлении и примерно вернулась к состоянию периода 1981–1988 гг. В целом эти два периода — 1981–1988 гг. и 1996–2001 гг. — очень схожи, разница среднего положения кромки для всех створов составляет только 0,4 градуса широты (и увеличивается лишь в Чукотском море до 1,5 градуса широты). Наибольшее ухудшение ледовых условий, т.е. смещение кромки в южном направлении — по сравнению с периодом 1989–1995 гг. — произошло в Восточно-Сибирском море (до 3,0–3,5 градусов широты). В результате граница льдов вновь стала проходить по Новосибирским островам и о. Врангеля.

4. Период 2002–2006 гг. Впервые за весь имеющийся ряд наблюдений устойчиво отрицательные аномалии положения кромки льдов меняются на устойчиво положительные аномалии, которые наблюдались в четырех случаях из пяти лет; однако величины этих положительных аномалий еще сравнительно невелики. Именно в течение этого 5-летнего периода начинается однонаправленная и крупномасштабная трансформация в пространственном положении кромки льдов и ее устойчивое смещение в северном направлении. По сравнению с предыдущим периодом кромка сместилась на север в среднем на 2,6 градуса широты; на отдельных створах (150° в.д., 160° в.д., 180° в.д.) — до 4,5–5,0 градусов широты (т.е. примерно на 500–550 км).

Важнейшая пространственная особенность состоит в том, что наибольшее смещение кромки происходит к востоку от Новосибирских островов, т.е. на акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей (среднее смещение на 3,4 градуса широты), а в море Лаптевых изменения в несколько раз меньше (среднее смещение на 1,1 градус широты). В пространственном отношении кромка льдов поднялась выше Новосибирских островов и о. Врангеля примерно на 4 градуса широты.

5. Период 2007–2010 гг. Тенденции, сформировавшиеся в предыдущий период, получили последовательное развитие, и в течение всех четырех лет наблюдалась положительная аномалия положения кромки, причем ее величина — по сравнению с предыдущим периодом — увеличилась в 4–5 раз. По сравнению с периодом 2002–2006 гг. кромка сместилась на север еще в среднем на 2,6 градуса широты; на отдельных створах (170° в.д. – 170° з.д.) — до 4,5–5,0 градусов широты. Важнейшая пространственная особенность повторяет тенденцию предыдущего периода и заключается в том, что наибольшее смещение кромки все так же наблюдалось в Восточно-Сибирском и Чукотском морях (среднее смещение кромки на 4,0 градуса широты), а в море Лаптевых изменения были примерно в 3–4 раза меньше (среднее смещение кромки на 1,1 градус широты). В 2007 г. был зафиксирован абсолютный максимум северного продвижения кромки, за счет, прежде всего, восточной части акватории (в Восточно-Сибирском море аномалия составила +3,13 величины с.к.о., в Чукотском море +2,94 величины с.к.о., а в море Лаптевых — только +0,28 величины с.к.о.). В пространственном отношении кромка льдов в среднем за период достигла на меридиане о. Врангеля 80-й параллели, а на меридиане Новосибирских островов — даже 81-й. В среднем для всей восточной арктической зональной полосы этот период был кульминацией северной экспансии кромки льдов.

6. Период 2011–2015 гг. В течение всех пяти лет наблюдались положительные аномалии положения кромки, однако — по сравнению с предыдущим периодом — их величины уменьшились в среднем примерно на 1/4 (от 1,47 до 1,12 величины с.к.о.). Впервые с периода 1996–2001 гг. было отмечено возвратное движение осредненной для всех створов кромки льдов, которая сместилась в южном направлении — по сравнению с периодом 2007–2010 гг. — в среднем на 0,8 градуса широты; на отдельных створах (160° в.д. и 180° в.д.) — на более 5,0 градусов широты. Важнейшая пространственная особенность, не наблюдавшаяся раньше, заключалась в перемещении области наибольших положительных аномалий с восточной части исследуемой акватории на ее западную часть. Если в течение периодов 2002–2006 гг. и 2007–2010 гг. наибольшие аномалии положения кромки отмечались в Чукотском море, то в течение периода 2011–2015 гг. они наблюдались уже в море Лаптевых, где кромка льдов — по сравнению с предыдущим периодом — поднялась к северу в среднем на 2,6 градуса широты (а на створе 120° в.д. — даже на 3,7 градуса широты). Другая пространственная особенность состояла в том, что смещение кромки на юг в восточной части акватории наблюдалось именно на тех акваториях, где в течение двух предыдущих периодов происходило наиболее активное смещение кромки в противоположном направлении, на север; на совместной акватории восточной части Восточно-Сибирского моря и Чукотского моря кромка в среднем опустилась к югу на 3,9 градуса широты по сравнению в периодом 2007–2010 гг. В 2014 г. был зафиксирован второй по рейтингу максимум северного продвижения кромки, за счет, прежде всего, западной части акватории (в море Лаптевых аномалия составила +2,67

величины с.к.о., в Восточно-Сибирском море +1,15 величины с.к.о., а в Чукотском море только +0,80 величины с.к.о.). В пространственном отношении кромка льдов в среднем за период в море Лаптевых поднялась на север до 82-й параллели, а в Восточно-Сибирском море опустилась на юг до 75-й параллели.

7. Период 2016–2018 гг. Текущее трехлетие еще не оформилось в законченный временной интервал, и он, возможно, продлится еще несколько лет. В течение всех трех уже истекших лет наблюдались положительные аномалии положения кромки, однако их величина уменьшилась: по сравнению с периодом 2007–2010 гг. — примерно на 40 %, а по сравнению с периодом 2011–2015 гг. — примерно на 20 %. Как следствие, в течение текущего периода продолжает развиваться тенденция, оформившаяся в предыдущий период, а именно: движение кромки в южном направлении, которая в среднем для всех створов сместилась к югу на 1,3 градуса широты по сравнению с периодом 2007–2010 гг. и на 0,5 градуса широты по сравнению с периодом 2011–2015 гг. По сравнению с предыдущим периодом наибольшее смещение кромки на юг (около 3 градусов широты) наблюдалось на западе исследуемой акватории, в центральной части моря Лаптевых на створах 120–130° в.д. Еще одной важной особенностью является отсутствие сильной неоднородности в пространственном расположении положительных аномалий широтного положения кромки. Если в 2007–2010 гг. наибольшие аномалии были локализованы к востоку от Новосибирских островов, а в 2011–2015 гг. — к западу от них, то в течение 2016–2018 гг. величина аномалий во всех трех арктических морях примерно одинакова и составляет всего лишь +0,76...+0,86 величины с.к.о. В пространственном отношении кромка льдов спустилась к югу в море Лаптевых до 79-й параллели, а в Восточно-Сибирском море — до 76-й параллели.

Сравнительный анализ режима кромки льдов в однородных периодах позволяет уточнить некоторые особенности многолетней ледовой изменчивости в конце XX и начале XXI в.

1. Несмотря на то, что активный этап изменения положения кромки начался в 2002–2006 гг., все-таки и в XX в. уже наблюдались некоторые предварительные признаки будущих изменений. Так, в течение периода 1989–1995 гг. произошли первые заметные изменения режима кромки в Восточно-Сибирском море, которые, однако, не получили пространственного развития на соседние моря (Лаптевых и Чукотское). Видимо, именно локальность этого северного смещения кромки, ограниченного пространством только между Новосибирскими островами и о. Врангеля, и не позволила ему трансформироваться в более крупномасштабное и по пространству, и по времени, и по значимости природное явление. В некотором смысле период 1989–1995 гг. был «предтечей» или «фальстартом» тех радикальных изменений, которые сначала начались, а затем и полностью реализовались в восточных арктических морях через несколько лет, уже в XXI в.

2. Крупномасштабное изменение положения кромки льдов в конце летнего периода, которое произошло в 2000–2010-е гг., представляет собой природное колебание по типу «ледовой волны». Это ледовое явление образовалось в Чукотском море в 2002–2006 гг., вовлекло в орбиту своего влияния восточную часть Восточно-Сибирского моря и достаточно быстро в виде «гребня волны» продвинулось на север до 80–82-й широты, выйдя за пределы северной границы восточных арктических морей. После этого, достигнув пространственного максимума в 2007–2010 гг., гра-

нища льдов в восточной части исследуемой акватории оказалась в фазе волнового обратного движения с севера на юг. Но одновременно к западу от Новосибирских о-вов в волновое движение включилась акватория моря Лаптевых, где кромка льдов, на гребне продвижения, быстро достигла широты северной оконечности Северной Земли; также достигнув пространственного максимума, но позднее, уже в 2011–2015 гг., граница льдов и в западной части исследуемой акватории волнообразно устремилась с севера на юг. В результате и в восточной, и в западной части восточных арктических морей в течение 2002–2015 гг. произошли типологически схожие, взаимосвязанные волнообразные колебания в положении кромки льдов сначала с юга на север, а затем с севера на юг. Некоторый единый природный процесс, возникнув, получил полное развитие и закончился (или, возможно, временно приостановился), так что в 2016–2018 гг. «волнение» в колебаниях кромки сравнительно успокоилось.

3. Пространственные и временные особенности в многолетнем режиме кромки льдов, полученные при анализе ледовых условий в однородных периодах, позволяют составить некоторые представления о возможном будущем состоянии характеристик ледяного покрова. Если предположить, что после 2007–2010 гг. началось устойчивое и последовательное возвратное движение кромки с севера на юг, и учесть скорость уменьшения положительных аномалий положения кромки в течение 2011–2015 гг. и 2016–2018 гг., то следует ожидать, что в середине — второй половине 2020-х гг. среднее положение кромки льдов по створам между Северной Землей и Аляской будет примерно соответствовать уровню периода 2002–2006 гг. То есть по сравнению с текущим периодом 2016–2018 гг. в течение ближайших десяти лет прогнозируется генеральное пространственное смещение кромки льдов в южном направлении примерно на 1,5 градуса широты.

Понятно, что пространственные изменения летнего положения льдов (как от периода южного положения кромки в 1981–2001 гг. к периоду ее северного положения в 2002–2018 гг., так и различия режима кромки в 2000-х и 2010-х гг. к западу и востоку от Новосибирских островов) соответствуют общим особенностям более крупномасштабных многолетних колебаний состояния ледяного покрова в арктических морях России и в целом в Арктике, которые, в свою очередь, имеют непосредственной причиной изменения атмосферной циркуляции в умеренных и северных широтах Северного полушария Земли [2, 10, 11]. Многолетняя волновая изменчивость атмосферной циркуляции и приземного поля давления воздуха вызывает целый спектр природных последствий [13], одним из которых являются соответствующие трансформации в состоянии характеристик ледяного покрова в конце летнего и в начале осеннего сезонов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пространственное положение кромки льдов в конце летнего сезона является информативным и объективным показателем, характеризующим ледовые условия не только на акватории восточных арктических морей России (Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского), но и смежных областей Арктического бассейна, где в начале XXI в. происходят радикальные изменения в состоянии природной среды.

Межгодовая изменчивость среднего положения кромки для всей суммарной восточной акватории от Северной Земли до Аляски (между меридианами 100° в.д. и 160° з.д.) показывает, что ряд наблюдений 1981–2018 гг. состоит из двух принципиально различающихся частей: 1981–2001 гг. с устойчиво южным положением

кромки и 2002–2018 гг. с устойчиво северным положением кромки в августе – сентябре. При этом разница между двумя средними многолетними состояниями кромки составляет около 3,8 градуса широты, а разница между экстремальными значениями в 1996 г. и 2007 г. составляет около 9,0 градусов широты, т.е. при формировании экстремальной кромки в XXI в. граница морских льдов сместилась (относительно XX в.) в северном направлении примерно на 1000 км (в среднем для всей зональной полосы протяженностью в 100 градусов по меридиану). Переход от одного многолетнего состояния к другому произошел сравнительно быстро в течение 2004–2007 гг., при этом средняя скорость перемещения кромки льдов составила 200–250 км в год (в среднем для всех створов) и около 450 км в год (для отдельных створов).

Ведущая пространственная особенность смещения кромки на север в XXI в. заключается в неоднородности формирования ее положительных аномалий в западной и восточной частях суммарной восточной арктической акватории (граница — меридиан острова Новая Сибирь) в течение 2000-х гг. и 2010-х гг. В течение 2002–2010 гг. наибольшие положительные аномалии зонального положения кромки наблюдались в восточном фрагменте суммарной акватории, и в 2007 г. было зафиксировано экстремально северное положение кромки к востоку от Новосибирских о-вов (среднее значение на восточных створах составило $84,0^\circ$ с.ш.). Напротив, в течение 2011–2018 гг. наибольшие положительные аномалии зонального положения кромки наблюдались уже в западном фрагменте суммарной акватории, и в 2014 г. было зафиксировано экстремально северное положение кромки к западу от Новосибирских островов (среднее значение на западных створах составляет $84,5^\circ$ с.ш.).

Многолетняя экспансия в северном направлении кромки льдов в восточных арктических морях, наблюдаемая в первые два десятилетия XXI в., представляет собой единое природное явление, состоящее из двух взаимосвязанных частей. В течение 2000-х гг. кромка достаточно быстро продвигалась к северу, прежде всего в восточной части акватории, к востоку от Новосибирских островов. Затем в течение 2010-х гг. началась вторая фаза многолетнего природного процесса, когда смещение кромки на север охватило и западную часть акватории к западу от меридиана о. Новая Сибирь.

В результате многолетняя изменчивость положения кромки льдов в восточных арктических морях показывает сильную зависимость от двух показателей: во-первых, количественного — от общей аномальности широтного положения кромки в среднем для всей акватории между 100° в.д. и 160° з.д., и, во-вторых, пространственного — от различий в режиме кромки в западной и восточной частях исследуемой акватории, по разные стороны от меридиана о. Новая Сибирь. С учетом этих двух критериев выделено несколько условно однородных периодов, в течение каждого из которых наблюдаются схожие особенности количественного и пространственного положения кромки льдов.

В течение 1981–2001 гг. с устойчиво южным положением кромки выделено три однородных периода: 1981–1988 гг., 1989–1995 гг., 1996–2001 гг. В течение 2002–2018 гг. с устойчиво северным положением кромки выделено четыре однородных периода: 2002–2006 гг., 2007–2010 гг., 2011–2015 гг., 2016–2018 гг. (еще не закончился).

Таким образом, в восточной и в западной частях восточных арктических морей в течение 2002–2015 гг. произошли типологически схожие, взаимосвязанные волнообразные колебания в положении кромки льдов сначала с юга на север, а затем с севера на юг. Некоторый единый природный процесс, возникнув, получил

полное развитие и закончился (или, возможно, временно приостановился), так что в 2016–2018 гг. «волнение» в колебаниях кромки сравнительно успокоилось. Ожидается, что в течение ближайших десяти лет продолжится пространственное смещение кромки льдов в южном направлении примерно на 1,5 градуса широты, так что к концу 2020-х гг. среднее положение кромки льдов по створам между Северной Землей и Аляской будет примерно соответствовать уровню периода 2002–2006 гг.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Статья подготовлена по результатам проектов «Исследование гидрометеорологических процессов в Мировом океане, морях и устьях рек России, Арктике и Антарктике» ЦНТП Росгидромета.

Competing interests. The author declares that he has no competing interests

Funding. The article was prepared based on the results of the projects “Study of hydrometeorological processes in the world ocean, seas and estuaries of Russia, Arctic and Antarctic” of the Roshydromet Targeted Scientific and Technical Program (TSTP).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. 432 с.
2. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
3. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
4. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
5. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149–160.
6. Шалина Е.В., Бобылев Л.П. Изменение ледовых условий в Арктике согласно спутниковым наблюдениям // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 6. С. 28–41.
7. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
8. Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Труды АНИИ. 1944. Т. 190. 273 с.
9. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М., Лосев С.М., Соколов А.Л. Основы физико-статистических методов ледовых прогнозов и расчетов для арктических морей заблаговременностью до 30 суток. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 288 с.
10. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Изменения климата Арктики при глобальном потеплении // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 33–41.
11. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Науч. рук. В.М. Катцов, С.М. Семенов. М.: Росгидромет, 2014. 1005 с.
12. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.

13. Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T. Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice concentration algorithms // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2014. V. 52 (11). P. 7233–7246.

REFERENCES

1. *Okeanografia i morskoi led*. Oceanography and sea ice. M.: Paulsen, 2011: 432 p. [In Russian].
2. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535 p.
3. Semenov V.A., Mokhov I.I., Latif M. The role of the boundaries of sea ice and sea surface temperature in regional climate changes in Eurasia over the last decade. *Izvestiya Akademii Nauk. Fizika atmosfery okeana*. Proc. of the Russian Academy of Sciences. Physics of Atmosphere and Ocean. 2012, 48, 4: 403–421. [In Russian].
4. Dumanskaia I.O. *Ledovye usloviia morei aziatskoi chasti Rossii*. Ice conditions of the seas of the Asian part of Russia. Obninsk: IG-SOTSIN, 2017: 640 p. [In Russian].
5. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolianitskii V.M. Climatic changes of ice conditions in the Arctic seas of the Euroasian shelf. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 75: 149–160. [In Russian].
6. Shalina E.V., Bobylev L.P. Change of ice conditions in the Arctic according to satellite observations. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the Earth from space. 2017, 14, 6: 28–41. [In Russian].
7. Gudkovich Z.M., Kirillov A.A., Kovalev E.G., Smetannikova A.V., Spichkin V.A. *Osnovy metodiki dolgosrochnich ledovich prognozov dlja arkticheskikh morej*. Frequency of occurrence of large anomalies of the dates of stable ice formation in the Arctic seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972: 348 p. [In Russian].
8. Wiese V.Yu. *Osnovy dolgosrochnykh ledovykh prognozov*. Fundamentals of long-term ice forecasts. *Trudy ANII*. Proceedings of the ANII, 1944: 273 p. [In Russian].
9. Gorbunov Yu.A., Karelin I.D., Kuznetsov I.M., Losev S.M., Sokolov A.L. *Osnovy fiziko-statisticheskikh metodov ledovich prognozov i raschetov dlja arkticheskikh morej*. Basis of the physical-statistical methodology of ice forecasts and simulations for the Arctic seas with advance period up to 30 days. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983: 288 p. [In Russian].
10. Alekseev G.V., Radionov V.F., Aleksandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E. Arctic climate change under global warming. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2015, 1 (103): 33–41. [In Russian].
11. *Vtoroi otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniiakh klimata i ikh posledstviakh na territorii Rossiiskoi Federatsii*. Second Roshydromet assessment report on climate change and its consequences in Russian Federation. Ed. V.M. Kattsov, S.M. Semenov. Moscow: Roshydromet, 2014: 1005 p. [In Russian].
12. Zakharov V.F. *Morskii l'dy v klimaticheskoi sisteme*. Sea ice in the climate system. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1996: 213 p. [In Russian].
13. Ivanova N., Johannessen O.M., Pedersen L.T., Tonboe R.T. Retrieval of Arctic sea ice parameters by satellite passive microwave sensors: A comparison of eleven sea ice concentration algorithms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2014, 52 (11): 7233–7246.

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ
ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-56-65>
УДК 550.388.2



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

АНАЛИЗ ЭФФЕКТОВ АВРОРАЛЬНЫХ СУББУРЬ
ПО ДАННЫМ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ
В АРКТИКЕ

Л.В. ЕГОРОВА

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

eglar@aari.ru

Резюме

Проблема диагностики и прогнозирования характеристик полярной ионосферы может исследоваться с помощью изучения влияния магнитосферных возмущений на высокоширотную ионосферу. Нашей задачей было исследовать зависимость вариаций электронной концентрации F области ионосферы на субавроральных станциях вертикального зондирования (ВЗ) Соданкюла, Ловозеро и Горьковская от вариаций геомагнитного поля. Использовались данные AE и PC геомагнитных индексов во время суббурь зимой 2011–2012 гг. Для анализа применялся метод наложения эпох. В результате нашего исследования показано, что возмущение в электромагнитном поле сопровождается последующим усилением вариаций критических частот foF2, а значит, и электронной концентрации в авроральной и субавроральной ионосфере.

В результате исследования сделан вывод о том, что геомагнитные индексы AE и PC могут служить предикторами возмущений в ходе ионосферного параметра foF2 высокоширотной ионосферы в зимний сезон.

Ключевые слова: высокоширотная ионосфера, магнитосфера, магнитная активность, PC-индекс, AE-индекс, геомагнитная возмущенность, критические частоты.

Для цитирования: Егорова Л.В. Анализ эффектов авроральных суббурь по данным вертикального зондирования ионосферы в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. Вып. 1. С. 56–65. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-56-65>.

Поступила 02.12.2019

После переработки 15.02.2020

Принята 21.02.2020

ANALYSIS OF THE EFFECTS OF AURORAL SUBSTORMS
ON THE DATA OF IONOSPHERE VERTICAL SOUNDING
IN THE ARCTIC

LARISA V. EGOROVA

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

eglar@aari.ru

Summary

The problem of diagnosing and predicting the characteristics of the polar ionosphere can be investigated by studying the effect of magnetospheric disturbances on the high-latitude ionosphere. Our task is to investigate the dependence of the variations in the electron concentration F of the ionosphere region at the subauroral stations of vertical sounding (VS) Sodankyla, Lovozero and Gorkovskaya on variations in the geomagnetic field. The data of AE and PC of geomagnetic indices were used during substorms in the winter of 2011–2012. For analysis, the epoch overlapping method was used. As a result, it was shown that the perturbation in the electromagnetic field is accompanied by a subsequent amplification of variations during the critical frequencies f_oF_2 , and hence the electron concentration, auroral and subauroral ionosphere.

We conclude that the geomagnetic indices AE and PC can serve as predictors of disturbances during the ionospheric parameter f_oF_2 of the high-latitude ionosphere in the winter season.

An increase in the amplitude level of AE from 100 to 350 nT (and $PC > 2$) during the night hours of the winter season precedes an increase in the critical frequencies of the ionosphere F2 layer by an average of 30% of the median. An increase in the amplitude level of AE from 180 to 520 nT (and $PC > 2$) in the winter season in the afternoon precedes the positive or negative deviation of the critical frequencies of the ionosphere F2 layer from the median by a mean of 10%. The response of the high-latitude ionosphere of the F2 layer to variations in the AE and PC indices appears in the first hour after the maximum during geomagnetic indices, the delay of the maximum deviation from the median 1 hour at night and 3 hours in the afternoon at Lovozero station, at Sodankyla and Gorkovskaya is about 3 hours at night and weakly expressed during the day.

Keywords: high-latitude ionosphere, magnetosphere, magnetic activity, PC-index, AE-index, geomagnetic perturbation, critical frequencies.

For Citation: Egorova L.V. Analysis of the effects of auroral substorms on the data of ionosphere vertical sounding in the Arctic. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (1): 56–65. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-56-65>.

Received 12.02.2019

Revised 02.15.2020

Accepted 02.21.2020

ВВЕДЕНИЕ

Ионосфера в основном образуется под воздействием ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца, но не только. На высокоширотную ионосферу влияют, в качестве дополнительного источника ионизации, энергичные частицы, выпадающие из магнитосферы [1]. Определенную роль в образовании ионосферы играет и электрическое поле магнитосферной конвекции [2]. Характерной особенностью субавроральной зоны является наличие главного ионосферного провала в условиях затененной ионосферы. Он расположен в интервале инвариантных (исправленных геомагнитных) широт $52\text{--}64^\circ$, наблюдается в ночные часы и является естественной границей между среднеширотной и авроральной ионосферой. Сложность диагностики и прогнозирования параметров полярной ионосферы состоит в том, что на фоне относительно спокойного регулярного хода ионосферных параметров временами наблюдаются аномалии или возмущения, которые существенно меняют распределение характеристик полярной ионосферы.

Во время геомагнитных возмущений усиливаются продольные токи, соединяющие магнитосферу с ионосферой, происходит выделение большого количества энергии — «джоулев нагрев»: перегретый газ поднимается на высоты F области и вызывает возмущения в ходе критических частот B_3 на высотах ионосферы на полярных станциях. Критические частоты f_oF_2 линейно связаны с электронной концентрацией слоев ионосферы [3]. Глобальные индексы геомагнитной актив-

ности AE, AL, AU, AO являются количественной мерой вариаций геомагнитного поля в авроральной зоне [4]. Их расчет проводится путем усреднения магнитных данных нескольких станций, результаты расчета описывают среднестатистическую ситуацию возмущенности в проводимости электрических полей, в продольных и горизонтальных токах в целом в авроральной зоне ионосферы Земли [5]. Задачей данной работы является изучение зависимости вариаций foF2 на субавроральных ст. Соданкюла, Ловозеро и Горьковская от вариаций геомагнитного поля во время суббурь по данным AE- и PC-индексов зимой 2011/12 г.

Совместный анализ градиентов критических частот ионозондов и индексов, характеризующих состояние магнитного поля Земли, может способствовать реализации задач диагностики и прогнозирования характеристик полярной ионосферы [4].

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

С декабря 2011 г. ежечасные данные вертикального зондирования ионосферы, полученные на современной цифровой аппаратуре CADI, поступают для обработки в Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ) в реальном времени. Обработка ионограмм осуществляется в автоматизированном режиме в отделе геофизики ААНИИ с использованием данных кода ИОНКА. Данные геомагнитного индекса AE поступают из международных сайтов данных. Индекс PC вычисляется по данным, полученным в реальном времени со станций Туле (Норвегия) и Восток в Антарктиде. Для статистических расчетов были выбраны ежечасные данные критических частот F2 области зимнего сезона 2011/12 г. Эти годы близки к году максимума солнечной активности (CA), $W = 128$ в декабре, 113 в январе и 58 в феврале. Для анализа применялся метод наложения эпох [6], были выбраны события, когда наблюдался резкий рост индекса PC > 2 . Им соответствуют случаи увеличения AE > 25 нТл. За ключевой час брался час, когда AE- и PC-индексы достигали максимального значения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Сопоставление вариаций критических частот foF2 с медианами при различных уровнях геомагнитной активности.

При сравнении вариаций ионосферных параметров трех станций вертикального зондирования (ВЗ) о. Хейса, Диксон, Соданкюла с вариациями магнитного индекса PC, характеризующего геоэффективную часть межпланетного магнитного поля (ММП), в работе [7] было выявлено, что PC-индекс может являться предиктором для диагностики уровня электронной концентрации полярной ионосферы [8, 9]. Рост уровня PC-индекса соответствует как положительным, так и отрицательным градиентам в ходе критических частот F области. В частности, при увеличении PC > 2 в зимний сезон в ночные часы наблюдается прирост уровня электронной концентрации на всех станциях. Задержка отклика ионосферы F области на вариации PC зависит от широты станции: на ст. о. Хейса — не превышает одного часа, на ст. Диксон — двух часов, на ст. Соданкюла — 1 час.

Поскольку AE-индекс характеризует возмущенность в проводимости электрических полей, в продольных и горизонтальных токах, интересно выяснить, как колебания уровня амплитуды AE связаны с вариациями параметров высокоширотной ионосферы для дальнейшего его использования в диагностике и прогнозировании ионосферного отклика на возмущения геомагнитного поля.

За период январь – февраль 2012 г. были выбраны 29 случаев, когда среднесуточный АЕ не превышал значения 125 нТл, и 13 случаев, когда этот уровень был выше 225, но ниже 450 нТл, чем отсекаются из анализа магнитные бури, к которым относятся возмущения с АЕ больше 500 нТл. Усредненный суточный ход этих кривых представлен на рис. 1.

В выборку отбирались те сутки, когда значений $AE > 225$ нТл и $AE < 125$ нТл было больше половины времени и среднесуточное значение АЕ выходило за пределы граничных значений.

Реконструированные ст. Горьковская ($\Phi = 60,23^\circ$) и Ловозеро ($\Phi = 63,3^\circ$) находятся, как и Соданкюла ($\Phi = 64^\circ$), в субавроральной зоне. Интересно выяснить, может ли АЕ-индекс так же, как РС-индекс, являться предиктором для диагностики уровня электронной концентрации на этих станциях. Для анализа используем данные критических частот F2 области за декабрь 2011 – февраль 2012 гг., лет близких к году максимума солнечной активности (СА), $W = 128$ в декабре, 113 в январе и 58 в феврале.

Процессы в авроральной ионосфере во время возмущенности магнитосферы (суббури), когда индекс АЕ > 225 нТл, отличается от поведения ионосферы во время спокойных условий (когда индекс АЕ < 125 нТл), что демонстрируется кривыми на рис. 2–4, которые представляют суточный ход критических частот foF2 и их медиан,

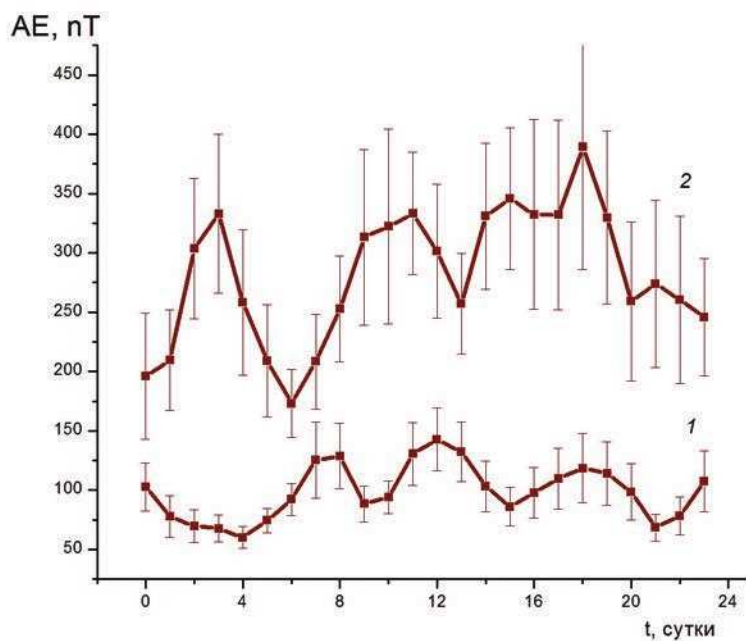


Рис. 1. Усредненный суточный ход индекса АЕ.

1 — для 29 случаев спокойного геомагнитного периода ($AE < 125$ нТл); 2 — для 13 случаев возмущенного геомагнитного периода ($450 > AE > 225$ нТл) за январь – февраль 2012 г.

Fig. 1. Average daily rate of AE-index.

1 — for 29 cases of quiet geomagnetic period ($AE < 125$ NT); 2 — for 13 cases perturbed geomagnetic period ($450 > AE > 225$ NT) for January – February 2012

а также усредненный ход foF2 для суток, когда AE < 125 и AE > 225, число таких событий (*n*) представлено на рис. 2.

Как видим, в случаях AE < 125 нТл медиана практически совпадает с усредненным ходом критических частот foF2, то есть со спокойным уровнем суточного хода на всех трех станциях за редким исключением: в 20 UT в Ловозере и в 22 UT в Соданкюле. В случаях AE > 225 нТл на всех станциях суточный ход foF2 превышает уровень медианы в январе и феврале ночью, причем в отдельных случаях в два раза, в среднем же на 30 %. Днем в январе foF2 выше, а в феврале ниже медианы, в среднем на 10 % (рис. 3).

Графики суточного хода foF2 выполнены по данным ручной интерпретации ионограмм. Как видим, ход критических частот типичен для зимних месяцев. В исследуемый

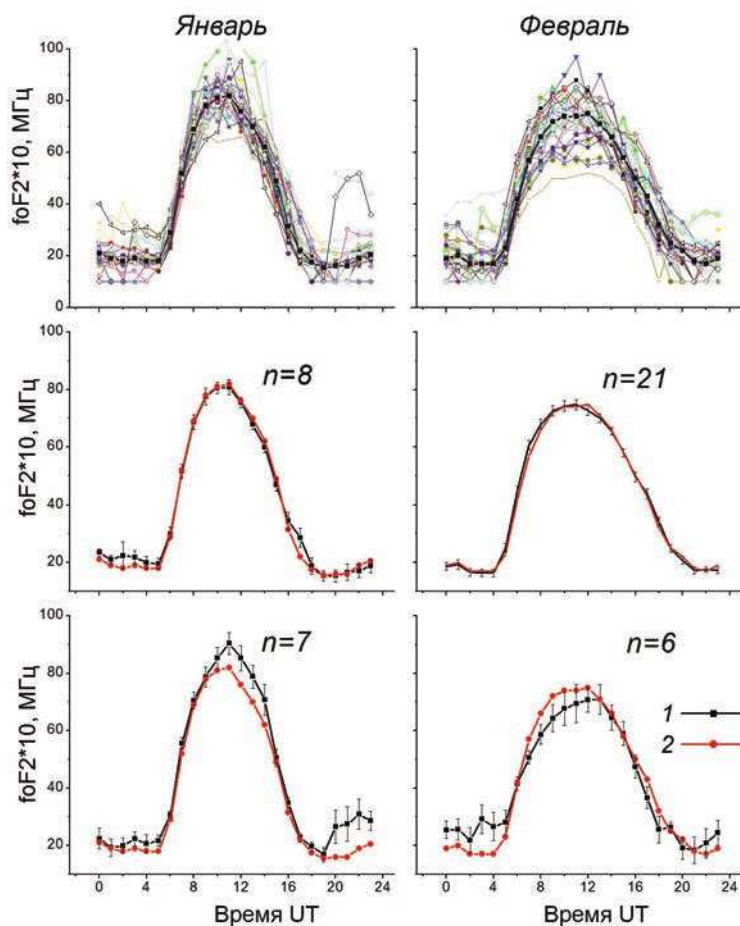


Рис. 2. Суточный ход критических частот foF2 и их медиан ст. Горьковская.

Верхний ряд: foF2 — тонкие линии, медиана — толстая линия; средний ряд: усредненные foF2 — кривая 1, медиана — кривая 2 для AE < 125; нижний ряд — для AE > 225

Fig. 2. The daily course of critical frequencies foF2 and their medians at Gorkovskaya station.

Top: foF2 — thin lines, median — thick line; middle part: averaged foF2 — curve 1, median — curve 2 for AE < 125; the lower part — for AE > 225

период было довольно много магнитовозмущенных дней, поэтому имеется большое количество случаев, когда на ионограммах отсутствуют отражения от слоя F2, что происходит из-за поглощения в области D (условие В) или экранирования спорадическим слоем Es (условие А). Объединять все зимние месяцы в один статистический ряд нельзя, ибо днем отклонения критических частот Δf_oF2 от медианы могут носить разный знак и при суммировании обнуляться, как происходит это в исследуемый период (рис. 4).

Таким образом, зимой ночью на субавроральных, так же как и на авроральных станциях [7], мы наблюдаем положительную фазу ионосферной бури, днем же — положительную или отрицательную в зависимости, вероятно, от уровня СА. Впрочем, этот вопрос нуждается в более тщательной проработке на больших статистических рядах данных.

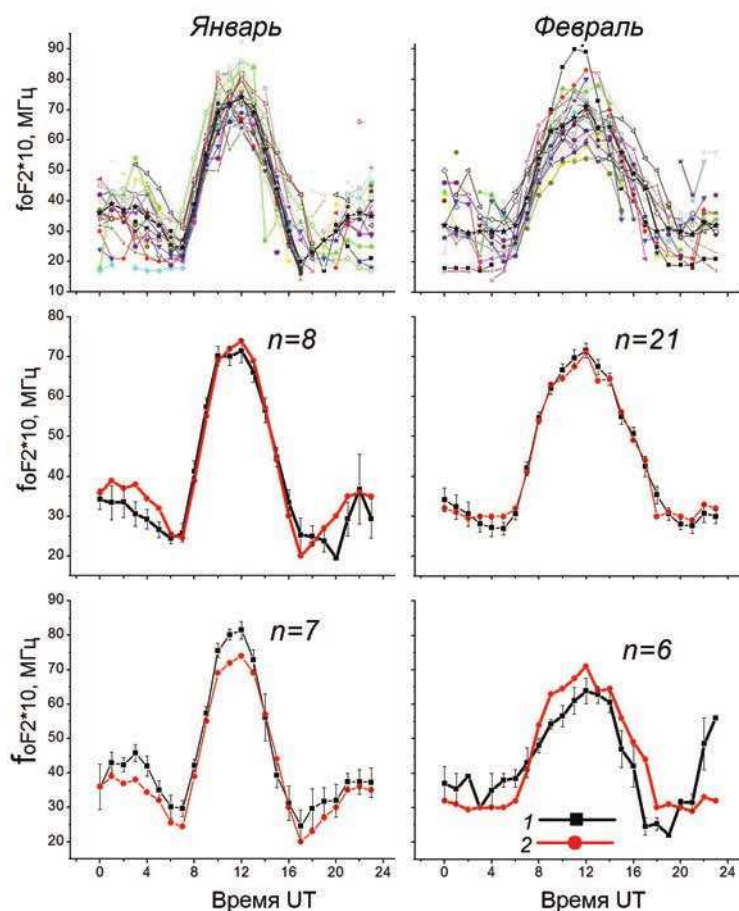


Рис. 3. Суточный ход критических частот f_oF2 и их медиан ст. Ловозеро.

Верхний ряд: f_oF2 — тонкие линии, медиана — толстая линия; средний ряд: усредненные f_oF2 — кривая 1, медиана — кривая 2 для $AE < 125$; нижний ряд — для $AE > 225$

Fig. 3. The daily course of the critical frequencies f_oF2 and their medians at Lovozero station.

Top: f_oF2 — thin lines, median — thick line; middle part: averaged f_oF2 — curve 1, median — curve 2 for $AE < 125$; the lower part — for $AE > 225$

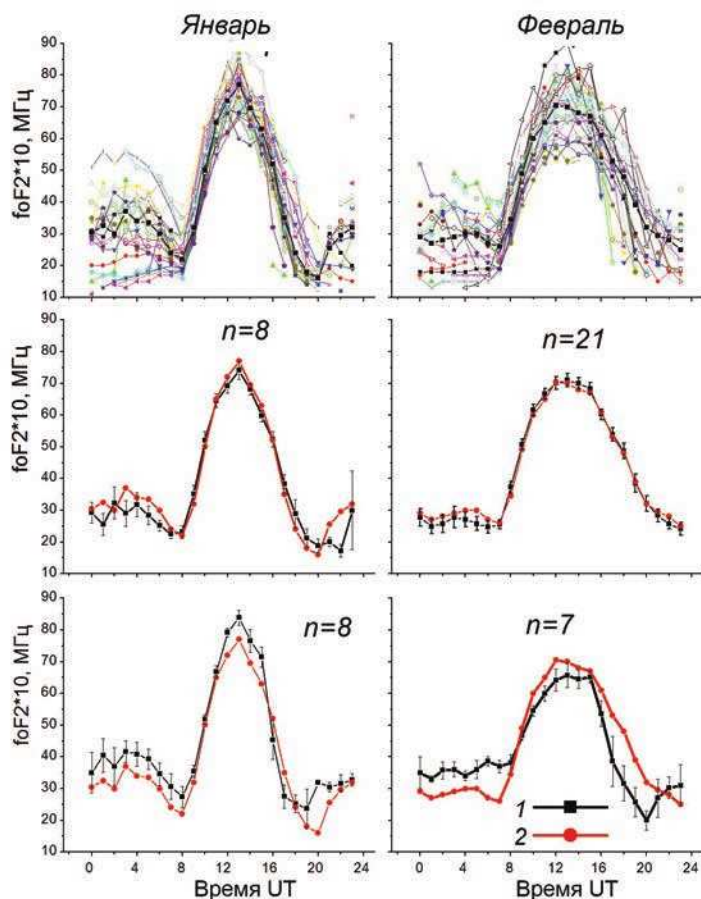


Рис. 4. Суточный ход критических частот foF2 и их медиан ст. Соданкюла.

Верхний ряд: foF2 — тонкие линии, медиана — толстая линия; средний ряд: усредненные foF2 — кривая 1, медиана — кривая 2 для AE < 125; нижний ряд — для AE > 225

Fig. 4. Daily variations of critical frequencies foF2 and median at Sodankyla.

Top: foF2 — fine lines, median thick line; middle part: averaged foF2 — 1 curve, the median curve 2 for AE < 125; the lower part is for AE > 225

2. Влияние вариаций AE- и PC-индексов на ход критических частот F области в ночной период зимы 2011–2012 гг.

Для анализа вариаций foF2 в зимний ночной период декабря 2011 – февраля 2012 гг., связанных с возмущениями в геомагнитном поле, были выбраны случаи резкого роста PC > 2. Им соответствуют случаи увеличения AE > 225 нТл. Анализ проводился методом наложенных эпох, за ключевой час брался час, когда PC- и AE-индексы достигали максимального значения. Надо сказать, что ход индексов AE и PC в каждом отдельном случае различается, однако в усредненном виде он схож, причем для данной выборки максимумы совпадают.

На рис. 5 приведен усредненный ход AE- и PC-индексов и соответствующие им кривые отклонений foF2 от медианы ($\Delta foF2$) для трех станций Соданкюла, Ловозеро и Горьковская. Видим, что PC-индекс растет в среднем от уровня 0, 5 до 3 ночью

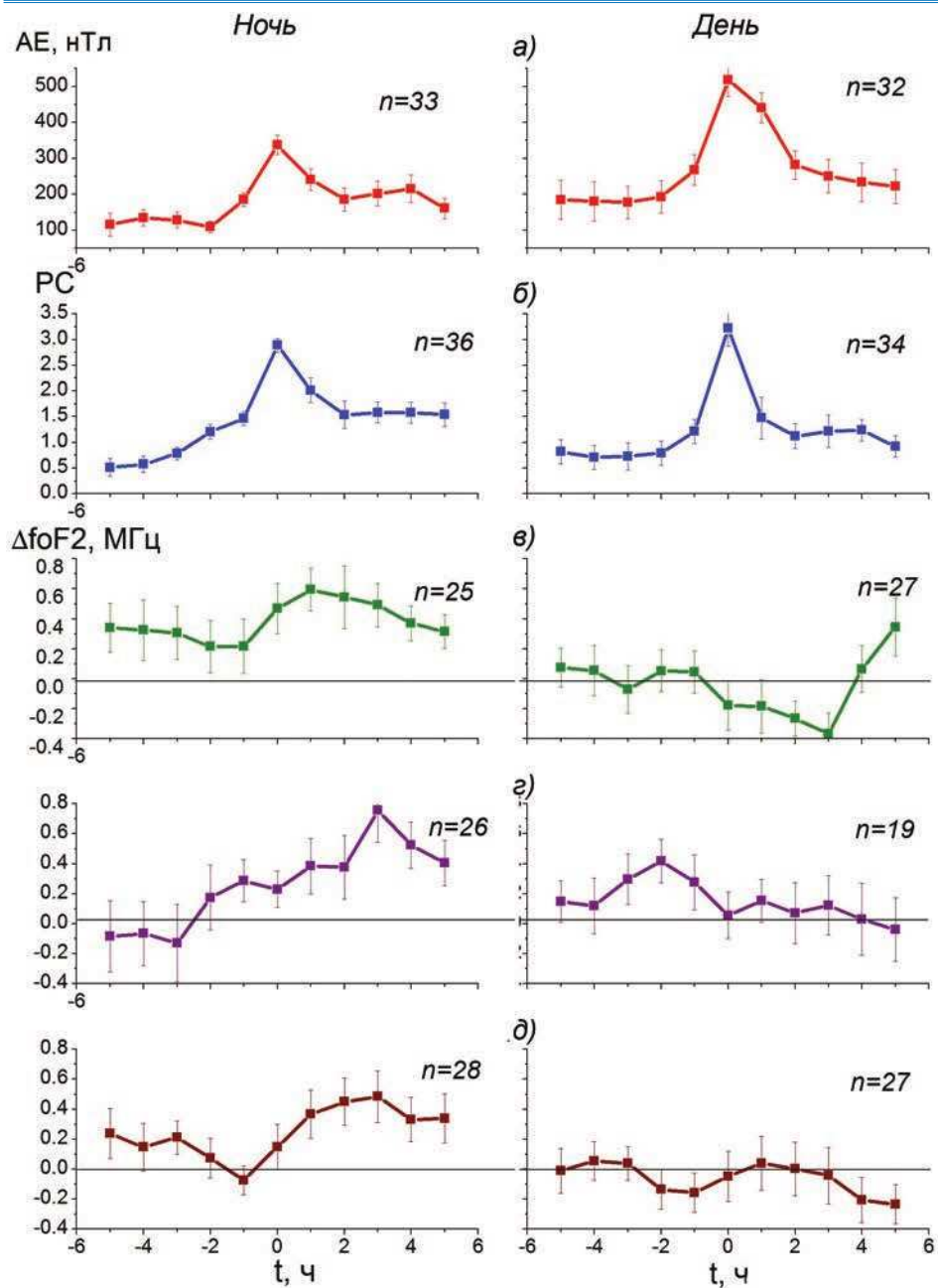


Рис. 5. Усредненный временной ход геомагнитных и ионосферных параметров для 70 зимних событий.

a — AE, δ — PC; ϵ — $\Delta f_o F_2$ ст. Ловозеро, z — Соданкюла, ∂ — Горьковская

Fig. 5. Averaged time series of geomagnetic and ionospheric parameters for 70 winter events.

a — AE, δ — PC, ϵ — $\Delta f_o F_2$ st. Lovozero, z — Sodankyla, ∂ — Gorkovskaya

($n = 3-6$) и от 0,75 до 3,3 днем ($n = 34$), АЕ-индекс — от 100 до 350 нТл ночью ($n = 33$) и от 180 до 520 нТл днем ($n = 32$). К сожалению, во время геомагнитных возмущений F область ионосферы ст. Соданкюла и Ловозеро часто не наблюдается из-за поглощения в области D (условие B) или экранирования спорадическим слоем Es (условие A), поэтому для больших скачков в ходе PC и АЕ выделить значительное число случаев увеличения критической частоты затруднительно. Число случаев n , включенных в анализ, представлено на рис. 5.

Отклонение критической частоты foF2 от медианы ночью растёт одновременно с ростом АЕ и достигает максимума через час после максимума в ходе АЕ (PC) на ст. Ловозеро, через 3 часа на ст. Соданкюла и Горьковская. Днём Δ foF2 падает на ст. Ловозеро одновременно с АЕ и достигает минимума через три часа после ключевого дня. На ст. Соданкюла Δ foF2 также падает, однако в меньшей степени, чем в Ловозере. На ст. Горьковская этот тренд ещё менее выражен.

Поскольку мы имеем только ежечасные данные критических частот, то отклик ионосферы на вариации электромагнитного поля (АЕ и PC) можно наблюдать через промежуток времени кратный 1 часу. Нужны данные с меньшим шагом отсчёта, чтобы судить о задержке более точно.

Нельзя утверждать, что уровень электронной плотности на высотах F2 связан однозначно с вариациями АЕ и PC, но, как правило, возмущение в электрическом поле сопровождается последующим усилением вариаций в ходе критических частот авроральной и субавроральной ионосферы.

Результаты приведенного анализа подтверждают закономерности, выявленные в работах [8, 9]. Вариации отклика параметров субавроральной ионосферы ст. Ловозеро и Горьковская на геомагнитные возмущения аналогичны вариациям на станциях о. Хейса, Диксон, Соданкюла. Наличие таких закономерностей не противоречит выводам, сделанным в работе [10].

ВЫВОДЫ

Геомагнитные индексы АЕ и PC могут служить предикторами возмущений F2 области высокоширотной ионосферы в зимний сезон.

1. Рост уровня амплитуды АЕ от 100 до 350 нТл (и PC > 2) в ночные часы зимнего сезона предшествует росту критических частот слоя F2 ионосферы, в среднем на 30 % от медианы.

2. Рост уровня амплитуды АЕ от 180 до 520 нТл (и PC > 2) в зимний сезон днём предшествует положительному или отрицательному отклонению критических частот слоя F2 ионосферы от медианы, в среднем на 10 %.

3. Реакция высокоширотной ионосферы слоя F2 на вариации АЕ- и PC-индексов проявляется в первый час после максимума в ходе геомагнитных индексов, задержка максимума отклонения от медианы составляет на ст. Ловозеро 1 час ночью и 3 часа днём, на ст. Соданкюла и Горьковская около 3 часов ночью и слабо выражена днём.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках ЦНТП Росгидромета, тема 1.2.9.1.

Благодарности. Автор благодарит сотрудников полярных станций, наблюдавших ионосферу, электрическое и магнитное поле в 2011–2012 гг.

Competing interests. I declare I have no competing interests.

Funding. This work was funded by the Roshydromet Targeted Scientific and Technical Program (TSTP), project 1.2.9.1.

Acknowledgments. I thank the employees of the polar stations that observed the ionosphere, the electric and magnetic fields in 2011–2012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хорошева О.В. Пространственно-временное распределение полярных сияний и их связь с высокоширотными геомагнитными возмущениями // Геомагнетизм и аэрномия. 1961. Т. 1. № 5. С. 695–701.
2. Davis K. Review of recent progress in ionospheric predictions // Radio Sci. 1981. V. 16. № 6. P. 1407–1430.
3. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука, 1988. 527 с.
4. Ионосферно-магнитные возмущения в высоких широтах / Под редакцией О.А. Трошичева. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 255 с.
5. Заболотная Н.А. Индексы геомагнитной активности: Справочное пособие. М.: Гидрометеиздат, 1977. 59 с.
6. Шерстюков Б.Г. Короткопериодные циклические изменения в нижней атмосфере и гелио-космические процессы. М.: Гидрометеиздат, 1986. 186 с.
7. Janzhura A., Troshichev O., Stauning P. Unified PC indices: Relation to the isolated substorms // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. A09207. doi:10.1029/2006JA012132.
8. Vovk V.Ya., Egorova L.V. Relationship between variations in the characteristics of the high-latitude ionosphere and magnetic PC indices // Geomagnetism and Aeronomy. 2012. V. 52. № 3. P. 344–349.
9. Егорова Л.В. Связь магнитосферных возмущений с ионосферными в авроральной и субавроральной зонах // Геомагнетизм и аэрномия. 2012. Т. 52. № 6. С. 800–806.
10. Danilov A.D. F2-region response to geomagnetic disturbances // J. Atmos. Solar – Terr. Phys. 2001. V. 63. № 2. P. 441–449.

REFERENCES

1. Horosheva O.V. Spatio-temporal distribution of auroras and their relationship with high-latitude geomagnetic disturbances. *Geomagnetizm i aeronomiya*. Geomagnetism and aeronomy. 1961, 1: 695–701. [In Russian].
2. Davis K. Review of recent progress in ionospheric predictions. *Radio Sci.* 1981, 16: 1407–1430.
3. Bryunelli B.Ye., Namgaladze A.A. *Fizika ionosfery*. Ionosphere physics. Moscow: Nauka, 1988: 527. [In Russian].
4. *Ionosferno-magnitnye vozmushcheniya v vysokikh shirotakh*. Ionospheric-magnetic disturbances at high latitudes. Troshichev O.A. (Eds). Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986: 255. [In Russian].
5. Zabolotnaya N.A. *Indeksy geomagnitnoy aktivnosti (spravochnoye posobiye)*. Indices of geomagnetic activity (reference guide). Moscow: Gidrometeoizdat, 1977: 59 p. [In Russian].
6. Sherstyukov B.G. *Korotkoperiodnyye tsiklicheskiye izmeneniya v nizhney atmosfere i geliokosmicheskiye protsessy*. Short-period cyclic changes in the lower atmosphere and heliocosmic processes. Moscow: Gidrometeoizdat, 1986: 186 p. [In Russian].
7. Janzhura A., Troshichev O., Stauning P. Unified PC indices: Relation to the isolated substorms. *J. Geophys. Res.* 2007, 112: A09207. doi:10.1029/2006JA012132.
8. Vovk V.Ya., Egorova L.V. Relationship between variations in the characteristics of the high – latitude ionosphere and magnetic PC indices. *Geomagnetism and Aeronomya*. 2012, 52, 3: 344–349.
9. Egorova L.V. Relationships between magnetospheric and ionospheric disturbances in the auroral and subauroral zones. *Geomagnetism and Aeronomy*. 2012, 52, 6: 800–806.
10. Danilov A.D. F2-region response to geomagnetic disturbances. *J. Atmos. Solar – Terr. Phys.* 2001, 63, 2: 441–449.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-66-81>
УДК 551.510.41



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ВАРИАЦИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ АНТАРКТИДЫ В 2009–2017 гг. ПО ДАННЫМ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В.П. УСТИНОВ*, Е.Л. БАРАНОВА, К.Н. ВИШЕРАТИН, М.И. ГРАЧЕВ, А.В. КАЛЬСИН
ФГБУ Научно-производственное объединение «Тайфун», г. Обнинск, Россия

*ustinov@rpatyphoon.ru

Резюме

Представлены результаты систематических измерений (2009–2017 гг.) общего содержания и средней по высоте концентрации метана на ст. Новолазаревская. Рассчитанные значения линейных трендов и параметров внутригодовых колебаний атмосферного метана сопоставлены с данными анализа вариаций приземных концентраций метана на станциях Сёва (Sywa), Халли (Halley Station) и Амундсен-Скотт (Amundsen-Scott South Pole Station), общего содержания метана на станции Арривал-Хайтс (Arrival-Heights), а также спутниковыми данными AIRS. Средние значения и тренд общего содержания метана на ст. Новолазаревская и ст. Арривал-Хайтс хорошо согласуются. Для периода измерений 2009–2014 гг. тренд средней по высоте объемной концентрации метана на ст. Новолазаревская совпадает в пределах погрешности с трендом приземных концентраций метана на станциях Сёва, Халли и Амундсен-Скотт, однако в 2015–2016 гг. согласно данным ст. Новолазаревская, Арривал-Хайтс и спутниковым данным наблюдалось замедление роста концентраций метана. Для вариаций средней по высоте объемной концентрации на ст. Новолазаревская и концентрации метана по данным AIRS, наряду с годовыми колебаниями, характерны значительные полугодовые вариации. Для всех рассмотренных рядов построена статистическая модель, которая аппроксимирует трендовую, годовую и полугодовую составляющие колебаний CH_4 .

Ключевые слова: Антарктида, метан, наземные и спутниковые измерения, общее содержание, спектральный анализ.

Для цитирования: Устинов В.П., Баранова Е.Л., Вишератин К.Н., Грачев М.И., Кальсин А.В. Вариации метана в атмосфере Антарктиды в 2009–2017 гг. по данным наземных и спутниковых измерений // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. Вып. 1. С. 66–81. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-66-81>.

Поступила 13.11.2019

После переработки 21.02.2020

Принята 11.03.2020

VARIATIONS OF METHANE IN THE ANTARCTIC ATMOSPHERE IN 2009–2017 BY GROUND-BASED AND SATELLITE DATA

VLADIMIR P. USTINOV*, EKATERINA L. BARANOVA, KONSTANTIN N. VISHERATIN,
MIKHAIL I. GRACHEV, ANATOLY V. KALSIN

Federal State Budgetary Institution "Research and Production Association "Typhoon",
Obninsk, Russia

*ustinov@rpatyphoon.ru

Summary

The article presents the results of systematic measurements (2009–2017) of the total column abundances of methane (TC_CH₄) and the column-averaged concentration (X_CH₄) at the Antarctic station Novolazarevskaya. Solar radiation is recorded in the range 2990–3006 cm⁻¹ using a diffraction spectrometer with 0.2 cm⁻¹ resolution. The inverse task CH₄ total column determining is achieved using the SFIT4 v0.9.4.4 code. The analysis shows that during the measurement period the average TC_CH₄ was $(3.4 \pm 0.8) \cdot 10^{19}$ molecules/cm² during the measurement period, and the average X_CH₄ is (1663 ± 34) ppbv. TC_CH₄ trend is $(4.5 \pm 2.2) \cdot 10^{15}$ molecules/cm²/month, and X_CH₄ trend is (0.28 ± 0.11) ppbv/month. The average TC_CH₄ values and trend at Novolazarevskaya are in good agreement with the measurements by the Brucker120HR instrument at the Arrival Heights station. Seasonal variations of atmospheric methane have the maximum in October–November and the minimum in May–July. The trends of surface methane concentrations at Syowa, the Halley station and the Amundsen-Scott South Pole station are 0.59–0.61 ppbv/month and exceed the trend of the column-averaged concentration at Novolazarevskaya and AIRS trends for the troposphere (0.24–0.32) ppbv/month, due to a decrease in the maximal values of TC_CH₄ in the period after 2014. The closest agreement of X_CH₄ variations at Novolazarevskaya with AIRS data is observed at the levels of 150–200 hPa. Significant semiannual harmonics varied with height are characteristic of CH₄ variations according to the AIRS data. The interference of annual and semiannual harmonics leads to the appearance of two maxima in the seasonal variations of methane with relative position to each other varies with height. The statistical model is developed for all the series considered. It approximates the trend, annual and semi-annual components of CH₄ oscillations.

Keywords: Antarctica, ground and satellite data, methane, spectral analysis, total content.

For Citation: Ustinov V.P., Baranova E.L., Visheratin K.N., Grachev M.I., Kalsin A.V. Variations of methane in the Antarctic atmosphere in 2009–2017 by ground-based and satellite data. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (1): 66–81. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-66-81>.

Received 11.13.2019

Revised 02.21.2020

Accepted 03.11.2020

ВВЕДЕНИЕ

Метан — один из важнейших парниковых газов атмосферы — является предметом многочисленных исследований в связи с его значительным вкладом в современное потепление климата. Рост содержания парниковых газов в атмосфере в индустриальную эпоху связан с изменением мощности их источников и стоков, как антропогенных, так и естественных [1–3]. Метан не имеет атмосферного источника, приблизительно равное количество метана поступает в атмосферу от естественных (биогенных) и антропогенных источников с земной поверхности [3–6].

Разрушение молекул CH₄ в тропосфере происходит в реакции с гидроксидом ОН (~90 %), а в приземном также в реакции с атомами хлора в приповерхностном слое атмосферы над морем и при поглощении почвенными бактериями [2–4]. В работах последних лет показано, что наблюдаемое потепление и высвобождение гидратов метана может приводить к дополнительным источникам метана в приполярных областях и покрытых льдом территориях Гренландии и Антарктиды [4, 7]. В то же время рост температуры приводит к изменению скорости химических реакций и увеличению вклада реакций с атомами хлора в сток атмосферного метана [4, 8]. В атмосфере Антарктиды наблюдаемые вариации метана и других парниковых газов в первую очередь определяются естественными причинами, что делает Антарктиду уникальным полигоном для исследования газового состава атмосферы.

Мониторинг метана в атмосфере Земли осуществляется различными методами. Локальные приземные концентрации CH_4 определяются на сети международных станций NOAA (www.esrl.noaa.gov) и GAW (<https://gaw.kishou.go.jp/>). Для определения общего содержания и вертикального распределения CH_4 в настоящее время используются различные спутниковые системы наблюдений [9], а также приборы высокого спектрального разрешения на сети наземных станций NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change, <https://www2.acom.ucar.edu/irwg/groups>) и TCCON (Total Carbon Column Observation Network, <https://tcccon-wiki.caltech.edu>). В отличие от локальных измерений приземных концентраций, спектроскопические методы определения общего содержания газов малочувствительны к вариациям газов в приземном слое. Аппаратура и результаты измерений в России общего содержания CH_4 спектроскопическим методом были представлены ранее в публикациях ИФА РАН [10,11], СПбГУ [9,12,13] и НПО «Тайфун» [14]. В 2003 г. НПО «Тайфун» совместно с ААНИИ начали работы по развертыванию аппаратуры и мониторингу на станции Новолазаревская в Антарктиде общего содержания ряда парниковых и других газов. Результаты анализа вариаций общего содержания окиси углерода в атмосфере Антарктиды в 2003–2017 гг. были рассмотрены ранее в [15].

Цель настоящей работы заключается в анализе результатов систематических измерений общего содержания и средней по высоте относительной объемной концентрации метана на российской антарктической станции Новолазаревская и сопоставление с данными других наземных станций, а также со спутниковыми данными.

АППАРАТУРА И АНАЛИЗИРУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Наблюдения на станции Новолазаревская ($70,78^\circ$ ю.ш., $11,82^\circ$ в.д., 120 м над уровнем моря) осуществляются спектрометрическим комплексом аппаратуры [14], состоящим из системы слежения за Солнцем, спектрометра и ЭВМ, обеспечивающей управление комплексом, запись и хранение информации. Спектральное разрешение спектрометра составляет $0,2 \text{ см}^{-1}$. Для определения общего содержания (OC_{CH_4}) регистрируется солнечное излучение в интервале $2990\text{--}3006 \text{ см}^{-1}$, содержащем вращательную линию P2 полосы поглощения метана ν_3 с центром около $3018,92 \text{ см}^{-1}$ и ряд линий водяного пара. Измерения проводятся по прямому солнечному излучению при высотах Солнца более 15° . Время записи одного спектра 4,5 мин. Комплекс находится в отдельно стоящем измерительном павильоне, поворотное зеркало следящей системы установлено на крыше. Через отверстие в крыше солнечное излучение попадает на оптическую систему согласования со спектрометром.

Являясь продолжением и развитием предыдущих работ [16], данная работа существенно отличается методикой расчета: для решения обратной задачи определения общего содержания CH_4 , а также мешающих газов (H_2O) был использован пакет программ SFIT4 v0.9.4.4 (The University Corporation for Atmospheric Research, <https://wiki.ucar.edu/display/sfit4/>), разработанный для спектрометров высокого разрешения. Нами была проведена адаптация этого пакета применительно к прибору низкого разрешения МДР-23, установленному на ст. Новолазаревская. Для этого были разработаны программа привязки спектров по частоте и формирования структурированного входного файла, программа определения зенитного угла Солнца, программа формирования и визуализации выходных данных. В качестве атласа спектральных линий был использован атлас HITRAN-2012 [17], априорные профили температуры, давления и профилей газов заимствовались из Whole Atmosphere Community

Climate Model (<https://www2.acom.ucar.edu/gcm/waccm>) и задавались такими же, как и для ст. Сёва. Инструментальная среднеквадратическая погрешность единичных измерений содержания, оцененная по повторяемости результатов в течение дня, составляет 5 %. Для сопоставления с данными, полученными другими методами (измерения в пробах приземного воздуха и спутниковые данные), общее содержание метана в столбе атмосферы (OC_CH_4 , молек/см²) пересчитывалось для сухого воздуха в среднюю по высоте объемную концентрацию X_CH_4 в ppbv (млрд⁻¹). Для этого использовались данные о приземном давлении, а общее содержание водяного пара определялось по линиям водяного пара, содержащимся в регистрируемых спектрах.

Результаты измерений общего содержания метана OC_CH_4 на ст. Арривал-Хайтс (77,82° ю.ш., 166,65° в.д., 184 м над уровнем моря), входящей в сеть станций наблюдения NDACC, были заимствованы из [18]. Измерения на этой станции проводятся спектроскопическим методом с помощью прибора высокого разрешения (0,0035 см⁻¹) Bruker IFS120HR в спектральных интервалах 2613,7–2615,4 см⁻¹, 2835,5–2835,8 см⁻¹, 2921,0–2921,6 см⁻¹. Результаты измерений приземных концентраций метана на ст. Сёва (69,00° ю.ш., 39,58° в.д., 11 м над уровнем моря), Халли (75,605° ю.ш., 26,21° з.д., 10 м над уровнем моря) и Амундсен-Скотт (90° ю.ш., 0° в.д., 2835 м над уровнем моря) заимствовались из [19]. На этих станциях проводится еженедельный забор проб воздуха во фляги с последующим анализом с использованием калибровочных смесей, с погрешностью менее 3 ppbv. Спутниковые данные AIRS (Atmospheric Infrared Sounder, Daytime/Ascending, AIRS3STM-v006, Version 6 Level 2 data) содержатся в базе данных Giovanni [20]. Прибор AIRS на борту спутника AQUA позволяет получать информацию о профилях метана и других газов. Точность определения концентраций метана составляет 1,2–1,5 %, с максимальной чувствительностью вблизи 200 гПа (<https://airs.jpl.nasa.gov>). Данные измерений концентрации метана X_CH_4 прибором AIRS для уровней от 5 до 1000 гПа усреднялись для ячеек 4×4°, охватывающих станции Новолазаревская и Арривал-Хайтс.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПО ДАННЫМ НАЗЕМНЫХ СТАНЦИЙ

Вариации метана на ст. Новолазаревская, ст. Арривал-Хайтс и на ст. Сёва (рис. 1) демонстрируют межгодовые изменения общего содержания и приземных концентраций метана в атмосфере Антарктиды. Отметим, что привлеченные для сравнения данные приземных измерений на станциях Халли и Амундсен-Скотт практически не отличаются от данных ст. Сёва и на рис. 1 не показаны. Для станций Новолазаревская и Арривал-Хайтс вариации общего содержания метана, представленные на рис. 1а, не имеют ярко выраженной зависимости от сезона в сравнении с сезонными изменениями приземной концентрации на станции Сёва (рис. 1б), что обусловлено пропусками в измерениях в период полярной ночи.

Расчеты показали, что за период измерений на ст. Новолазаревская среднее OC_CH_4 составило $(3,4 \pm 0,8) \cdot 10^{19}$ молек/см², а средняя по высоте объемная концентрация X_CH_4 — (1663 ± 34) ppbv. За этот же период на станции Арривал-Хайтс среднее OC_CH_4 равно $(3,39 \pm 0,06) \cdot 10^{19}$ молек/см² и хорошо согласуется с нашими данными. Тренды для общих содержаний метана OC_CH_4 на ст. Арривал-Хайтс и ст. Новолазаревская за период 2009–2017 гг. составляют $(5,0 \pm 1,6) \cdot 10^{15}$ молек/(см²·мес⁻¹) и $(4,5 \pm 2,2) \cdot 10^{15}$ молек/(см²·мес⁻¹) соответственно и, в пределах погрешности, совпадают. Приземные концентрации метана на ст. Сёва (CH_4 Сёва) превышают в среднем данные X_CH_4 на ст. Новолазаревская на 95 ppbv. Относительная разность

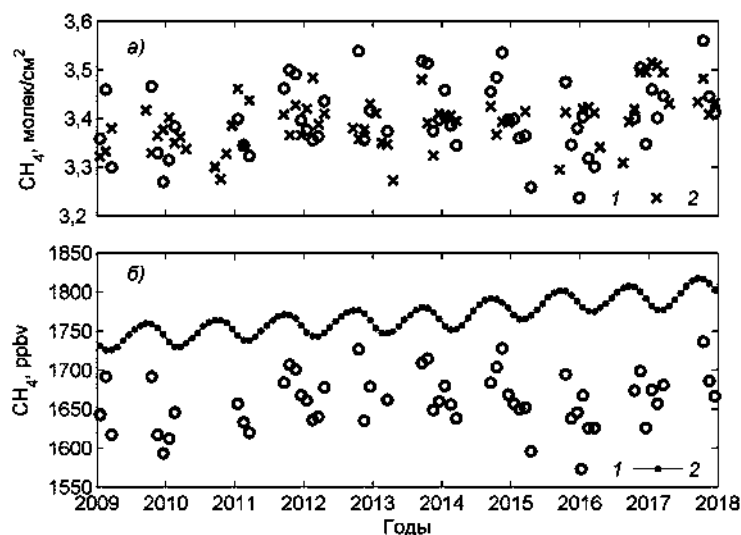


Рис. 1. Вариации метана на ст. Новолазаревская, ст. Арривал-Хайтс и на ст. Сёва.

a — среднемесячные значения общего содержания метана (OC_CH_4) на станциях Новолазаревская (1) и Арривал-Хайтс (2), *б* — среднемесячные средние по высоте концентрации метана (X_CH_4) на станции Новолазаревская (1) и приземные концентрации на станции Сёва (2). Размерность общего содержания метана (*a*) составляет 10^{19} молекул/см².

Fig. 1. Methane variations at Novolazarevskaya, Arrival Heights and at Sywa.

a — monthly mean total column abundances of methane (TC_CH_4) at Novolazarevskaya stations (1) and Arrival Heights (2), *б* — monthly mean column averaged mixing ratio of methane (X_CH_4) at Novolazarevskaya station (1) and surface concentrations at Sywa station (2). Total column values of methane (*a*) are given in 10^{19} molecules/cm²

(CH_4 Сёва – X_CH_4)/ CH_4 Сёва составляет в среднем 5 % и совпадает с оценками [21], полученными при сопоставлении приземных концентраций и средних по высоте концентраций метана на ст. Изанья. В работе [22] было проведено сопоставление результатов измерений общего содержания метана за 2005–2014 гг. на 10 станциях NDACC и измерений приземных концентраций в пробах воздуха. Отмечено хорошее согласие межгодовых вариаций и трендов при наличии систематических отклонений в абсолютных значениях. Систематические отклонения между приземными и средними по высоте концентрациями метана были проанализированы в [21, 23] и связаны с используемыми профилями концентрации метана и сезонной изменчивостью высоты тропопаузы.

Для большинства измерительных сезонов во внутригодовом ходе содержания метана на ст. Новолазаревская проявляются два максимума: основной в октябре – ноябре и более слабый в декабре – январе. Так как данные измерений имеют значительные пропуски в течение полярной ночи, для проведения дальнейшего анализа такие пропуски были заполнены по методике [24]. На первом этапе из рядов был вычтен найденный ранее линейный тренд, и с помощью модифицированного Фурье преобразования [25], позволяющего проводить анализ рядов содержащих пропуски, были определены параметры годовой и полугодовой гармоник.

Найденные с помощью спектрального анализа параметры годовой и полугодовой гармоник (амплитуда и фаза) использовались, в качестве первого приближения, для аппроксимации экспериментальных данных. Общее выражение, аппроксими-

рующее тренд, годовую и полугодовую составляющие колебаний CH_4 , имеет следующий вид:

$$Y = A_0 + T \cdot N + A_{12} \cdot \sin(P_{12} + 2\pi \cdot N/12) + A_6 \cdot \sin(P_6 + 2\pi \cdot N/6), \quad (1)$$

где A_{12} и A_6 — амплитуды, P_{12} и P_6 — фазы годовой и полугодовой гармоник (радианы), A_0 — начальное значение тренда, T — тренд, N — порядковый номер месяца, начиная с января 2009 г. по декабрь 2017 г.

Значения параметров выражения (1), найденные итеративным методом наименьших квадратов, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Параметры тренда и колебаний CH_4 по данным наземных измерений

Table 1

CH_4 trend and oscillation parameters according to the ground-based data

Измерения	A_0	T	A_{12}	P_{12}	A_6	P_6
ОС CH_4 ст. Новозааревская	3,36	0,00045	0,082	2,6	0,046	4,98
ОС CH_4 ст. Арривал-Хайтс	3,32	0,00050	0,056	1,3	0,021	5,08
X CH_4 ст. Новозааревская	1638	0,28	36,7	2,5	22,2	4,88
Приземная концентрация CH_4 ст. Сёва	1736	0,61	16,0	3,2	1,4	2,68

Примечание: К отрицательным значениям фазы добавлено 2π . Жирным шрифтом выделены параметры, значимые при доверительной вероятности 95 %. A_0 — начальное значение тренда в январе 2009 г., T — значение тренда за месяц, A_{12} , A_6 — амплитуды, P_{12} , P_6 — фазы годовой и полугодовой гармоник. Для приземных данных ст. Сёва и X CH_4 размерность A_0 , A_{12} , A_6 в ppbv, T — в ppbv/мес для X CH_4 и в 10^{19} молек/см² для ОС CH_4 .

Note: 2π has been added to negative phase values. Parameters that are significant with a confidence level of 95 % are highlighted in bold. A_0 is the initial trend value in January 2009, T is the trend value for the month, A_{12} , A_6 are the amplitudes, P_{12} , P_6 are the phases of the annual and semi-annual harmonics. Syowa surface data and X CH_4 dimensions A_0 , A_{12} , A_6 are in ppbv, T — in ppbv/month for X CH_4 and 10^{19} molecules/cm² for TC CH_4 .

На следующем этапе пропуски в рядах данных были заполнены значениями, полученными при расчетах по формуле (1) с параметрами из табл. 1. Аналогичные расчеты были проведены для остальных рассматриваемых рядов. Ряды ОС CH_4 с заполненными пропусками и результаты спектрального анализа этих рядов для ст. Новозааревская и ст. Арривал-Хайтс представлены на рис. 2.

По результатам спектрального анализа во всех временных рядах выделяются годовые гармоники, а для ст. Новозааревская и ст. Арривал-Хайтс также полугодовые вариации и колебания с периодами 20–45 мес., однако длина рядов недостаточна для более детального анализа длиннопериодных вариаций. Сезонный ход X CH_4 и ОС CH_4 на ст. Новозааревская имеет максимум в октябре–ноябре и минимум в мае–июле. В вариациях X CH_4 и ОС CH_4 на ст. Новозааревская и ст. Арривал-Хайтс проявляются достаточно сильные полугодовые колебания, которые формируют второй, более слабый максимум в декабре–январе.

Анализ вариаций источников и стоков метана за 1910–2010 гг. на основе данных о содержании метана в кернах льда, а также прямых измерений приземных концентраций на станциях Кейп-Грим и Саммит был проведен в работе [4]. Согласно представленным в [4] данным, скорость роста приземной концентрации метана в Антарктиде

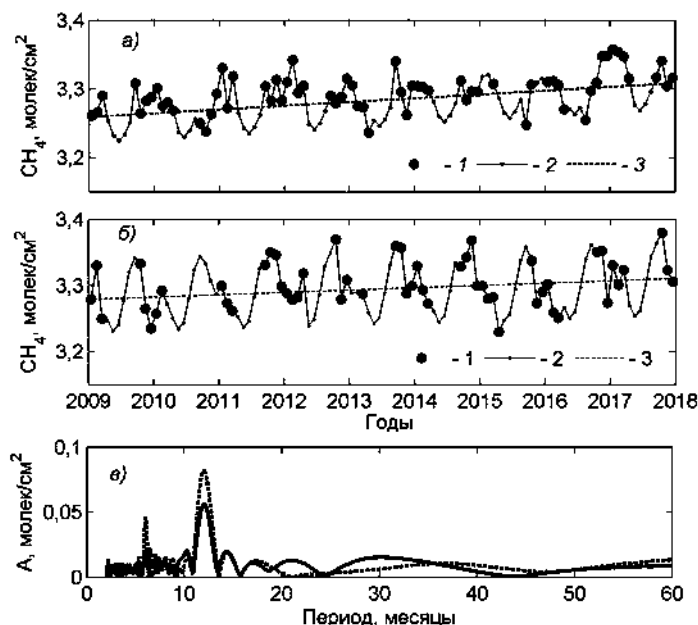


Рис. 2. Ряды OS_CH_4 с заполненными пропусками и результаты спектрального анализа.
a – временной ряд OS_CH_4 на ст. Арривал-Хайтс: (1) — данные измерений, (2) — расчет по формуле (1), (3) — тренд; *б* — то же для ст. Новолазаревская; *в* — амплитудные спектры для ст. Арривал-Хайтс (сплошная линия) и ст. Новолазаревская (штриховая линия). Размерность всех значений составляет 10^{19} молек/см²

Fig. 2. TC_CH_4 time series with filled gaps and the results of spectral analysis.

a – methane total column time series at Arrival Hights: (1) — measurement data, (2) — calculations according to formula (1), (3) – trend; *б* – the same for Novolazarevskaya; *в* — amplitude spectra for Arrival Hights (solid line) and Novolazarevskaya (dashed line). All values are given in 10^{19} molecules/cm²

в 1910–1950 гг. была умеренной (5,1 ppbv/год). Наиболее быстрый рост (13,6 ppbv/год) наблюдался в 1950–1990 гг., сменившись вновь на умеренный (6,7 ppbv/год) в 1990-е гг. В первой половине 2000-х гг. рост практически отсутствовал, а в 2007–2010 гг. вновь наблюдался умеренный рост (5,7 ppbv/год), что несколько меньше тренда концентрации метана за 2009–2017 гг. на ст. Сёва (7,3 ppbv/год, табл. 1).

Измерения общего содержания метана в Антарктиде немногочисленны. Результаты измерений общего содержания метана на ст. Молодежная в 1977–1978 гг. и ст. Мирный в 1982–1990 гг. с помощью спектрометра с разрешением $0,2\text{--}0,3\text{ см}^{-1}$ были представлены в работе [26]. Погрешность единичного измерения составляла $\pm(8\text{--}10)\%$, хотя внутримесячные вариации иногда достигали 20 %. За весь период измерений значимый положительный тренд составил 0,5 % (6,7 ppbv/год), что примерно в 2 раза меньше оценок, приведенных в работах [4, 27] для периода, предшествовавшего 1990-м гг. В работе [26] использовались единицы измерений общего содержания атм·см, для нормальных условий $1\text{ атм}\cdot\text{см} = 2,69\cdot 10^{19}$ молек/см². Для перевода общего содержания U в среднюю по высоте концентрацию в [26] применялось соотношение $X_CH_4 = U/H$, где U в атм·см, $H = 7,9$ км.

В работе [16] были рассмотрены результаты измерений общего содержания метана на ст. Новолазаревская за 2003–2006 гг. Усовершенствованная аппаратура

и методика обработки спектров позволили выделить сезонный ход содержания CH_4 максимумом в декабре и минимумом в апреле. Согласно рис. 3, приведенному в [16], на ст. Новолазаревская за период с 2003 по 2006 г. амплитуда вариаций метана значительно увеличилась, причем происходил рост максимальных и падение минимальных значений. Среднее значение содержания метана за период измерений ($1,28 \text{ атм-см}$, или $3,44 \cdot 10^{19} \text{ молек/см}^2$) существенно превышает данные ст. Арривал-Хайт ($3,32 \cdot 10^{19} \text{ молек/см}^2$) за этот же период. Согласно [16] в 2003–2006 гг. положительный тренд составил 0,2 %, что противоречит имеющимся данным о глобальной тенденции замедления и даже падения концентрации метана в первой половине 2000 гг. Оценки трендов метана для ст. Сёва и ст. Арривал-Хайтс за 2003–2006 гг. дают значения 0,03 %/год и минус 0,46 %/год соответственно. В настоящей работе результаты измерений в 2003–2008 гг. не рассматриваются, т.к. обработка данных измерений за 2003–2008 гг. показала нерегулярные систематические отклонения и значительный разброс в полученных концентрациях, что, вероятно, обусловлено тем, что в этот период аппаратура и методика неоднократно модернизировались [15]. Результаты работы [26] были привлечены авторами [16] также для расчета трендов общего содержания метана за более длительный период 1977–1992 гг. Оценка тренда метана составила 0,8 % в сравнении со значением 0,5 %, полученным в [26] для периода 1977–1990 гг.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ МЕТАНА

Представляет интерес сопоставление данных наземных измерений и информации об изменчивости концентрации метана с высотой и с течением времени по спутниковым данным. В качестве примера на рис. 3 приведены среднемесячные значения концентрации CH_4 по данным AIRS для изобарических уровней 925–30 гПа над ст. Новолазаревская.

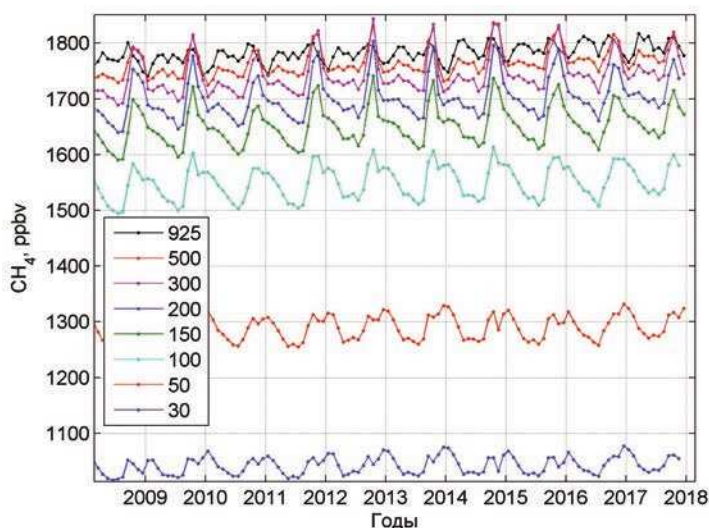


Рис 3. Среднемесячные значения концентрации CH_4 по данным AIRS для уровней 925–30 гПа над ст. Новолазаревская

Fig. 3. AIRS monthly mean values of CH_4 for levels 925–30 hPa above Novolazarevskaya

Для данных AIRS, представленных на рис. 3, характерны заметные полугодовые колебания. Если для нижней тропосферы (ниже 300 гПа) максимумы колебаний в основном наблюдаются в октябре, то вблизи и выше тропопаузы (30–100 гПа) появляются дополнительные максимумы в декабре – январе. Для того чтобы оценить изменчивость с высотой тренда полугодовых и годовых колебаний метана, так же, как и для наземных данных, был проведен спектральный анализ и были рассчитаны входящие в формулу (1) параметры. Зависимости параметров колебаний CH_4 от высоты представлены в табл. 2.

Таблица 2

Параметры тренда и колебаний метана над ст. Новолазаревская по данным AIRS

Table 2

CH_4 trend and oscillation parameters over the station Novolazarevskaya according to AIRS

Уровень, гПа	A0	T	A12	P12	A6	P6
5	352	0,02	3,6	1,5	2,2	0,0
15	711	0,05	9,7	1,6	4	6,1
30	1039	0,08	18	1,1	4	4,6
50	1282	0,13	27	1,6	3	5,0
100	1541	0,18	36	1,2	10	2,6
150	1639	0,26	36	1,9	19	3,5
200	1688	0,28	35	1,5	24	2,4
250	1712	0,31	32	1,6	26	2,4
300	1727	0,34	28	2,3	26	3,5
400	1743	0,33	23	1,9	24	2,5
500	1750	0,32	18	2,0	20	2,5
600	1755	0,30	13	2,6	18	3,6
700	1759	0,29	10	2,1	15	2,7
850	1763	0,29	10	3,4	15	2,9
925	1768	0,28	8	4,2	16	4,1

Примечание: К отрицательным значениям фазы добавлено 2π . Жирным шрифтом выделены параметры, значимые при доверительной вероятности 95 %. 0 — начальное значение тренда в январе 2009 г., T — значение тренда за месяц, $A12$, $A6$ — амплитуды, $P12$, $P6$ — фазы годовой и полугодовой гармоник. Размерности $A0$, $A12$, $A6$ в ppbv, T — в ppbv/мес, $P12$ и $P6$ — в радианах.

Note: 2π has been added to negative phase values. In bold parameters that are significant with a confidence level of 95 % are highlighted. $A0$ is the initial trend value in January 2009, T is the trend value for the month, $A12$, $A6$ are the amplitudes, $P12$, $P6$ are the phases of the annual and semi-annual harmonics. The dimensions $A0$, $A12$ and $A6$ are in ppbv, T are in ppbv/month, and $P12$ and $P6$ are in radians.

Из табл. 2 следует, что ниже тропопаузы среднее значение начальной ($A0$) концентрации CH_4 примерно постоянно. Тренд (T) достигает максимума на уровне 300–400 гПа (0,34 ppbv/мес) и далее с высотой уменьшается. Заметное изменение с высотой происходит и с амплитудами и фазами годовой и полугодовой гармоник. Амплитуда годовой гармоник ($A12$) достигает максимума на уровнях 100–150 гПа, а полугодовой ($A6$) — на уровнях 250–300 гПа. Значительные амплитуды полугодовой гармоник приводят к интерференции годового и полугодового колебаний и появлению во внутригодовых вариациях метана двух максимумов, положение которых относительно друг друга меняется с высотой. У поверхности Земли мак-

симумы вариаций наблюдаются в апреле – мае и августе – октябре, а минимумы в январе – феврале и июне – июле. С ростом высоты экстремумы наступают позже, и для средней тропосферы (300–600 гПа) задержка составляет около месяца. Более детальное рассмотрение изменчивости фаз гармоник колебаний с высотой показало, что вблизи поверхности Земли максимумы A_{12} приходятся на июль, на уровнях 600–700 гПа смещаются на сентябрь – октябрь и на уровнях выше 400–500 гПа приходятся в среднем на декабрь, т.е. с ростом высоты происходит задержка фазы годового колебания. Таким образом, вариации годовой гармоник у поверхности Земли находятся примерно в противофазе с вариациями в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Фаза полугодовой гармоник достаточно стабильна для высот 100–925 гПа, с максимумами в апреле – мае и октябре – ноябре (минимумы в январе – феврале и июле – августе).

Сопоставление X_{CH_4} по данным ст. Новолазаревская и данных AIRS показало, что достаточно хорошее согласие как для амплитуды, так и для фазы вариаций метана наблюдается для области максимальной чувствительности AIRS на уровне 150–200 гПа (рис. 4). Близки или совпадают величины тренда, амплитуды годовой и полугодовой гармоник (см. табл. 1 и 2). В нижних слоях тропосферы (850–925 гПа) сезонный ход концентрации CH_4 по данным AIRS примерно соответствует данным приземных измерений на ст. Сёва (см. рис. 4).

Вместе с тем следует отметить, что, в отличие от данных AIRS, в вариациях метана в приземном слое на ст. Сёва отсутствуют значительные полугодовые вариации, что, вероятно, связано с фильтрацией результатов приземных измерений метана в пробах воздуха [17]. Кроме того, имеется различие в значениях трендов. Тренд ст. Сёва и тренды приземных концентраций метана на других рассмотренных

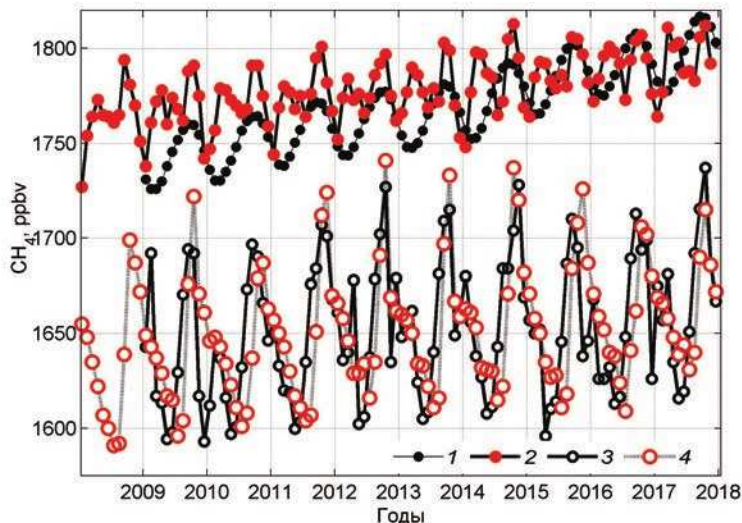


Рис. 4. Вариации приземных концентраций CH_4 на ст. Сёва (1) и средней по высоте концентрации X_{CH_4} на ст. Новолазаревская (3) и концентраций CH_4 по данным AIRS на уровне 850 гПа (2) и 150 гПа (4)

Fig. 4. Variations of surface CH_4 concentration at Sywa (1), column average concentration X_{CH_4} at Novolazarevskaya (3) and CH_4 concentrations according to AIRS at 850 hPa (2) and 150 hPa (4)

станциях, Халли и Амундсен-Скотт, практически совпадают (0,59–0,61) ppbv/мес и значительно превосходят тренды AIRS для нижней тропосферы и тренд средней по высоте объемной концентрации метана на ст. Новолазаревская. Указанное расхождение связано с тем, что имеются различия во временном ходе концентраций метана после 2014 г. Если приземные концентрации метана в 2009–2017 гг. на ст. Сёва приблизительно равномерно росли, то на ст. Новолазаревская и Арривал-Хайтс в 2015–2016 гг. наблюдалось уменьшение общего содержания метана, причем в первую очередь максимальных величин. Следует отметить, что по данным AIRS начиная с 2015 г. для уровней 150–600 гПа рост максимальных значений CH_4 также замедлился и даже начал уменьшаться, в то время как тенденция роста минимальных значений сохранилась (см. рис. 3). Расчеты трендов за отдельные периоды измерений показали, что тренд X_{CH_4} на ст. Новолазаревская за 2009–2014 гг. ($0,6 \pm 0,1$) ppbv/мес совпадает с трендом приземных концентраций на ст. Сёва, а увеличение анализируемого периода (2009–2015, 2009–2016 гг. и т.д.) приводит к уменьшению величины тренда.

Причины, по которым наблюдаемое по данным ст. Новолазаревская, ст. Арривал-Хайтс и спутниковым данным замедление роста CH_4 в 2015–2016 гг. не наблюдалось для данных приземных измерений на ст. Сёва, неясны. Отметим, что общая тенденция связана с падением максимальных общих содержаний метана в период антарктической весны, т.е. после разрушения циркумполярного вихря. Для дальнейшего анализа необходимо более детально рассмотреть происходившие в этот период процессы в нижней стратосфере — верхней тропосфере и, в частности, вариации высоты тропопаузы и температуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов измерений OC_{CH_4} в 2009–2017 гг. показал, что на ст. Новолазаревская за период измерений среднее OC_{CH_4} составило $(3,4 \pm 0,8) \cdot 10^{19}$ молек/см², а средняя по высоте объемная концентрация X_{CH_4} — (1663 ± 34) ppbv. Тренд OC_{CH_4} равен $(4,5 \pm 2,2) \cdot 10^{15}$ молек/(см²·мес⁻¹), тренд X_{CH_4} ($0,28 \pm 0,11$) ppbv/мес). Средние значения и тренд OC_{CH_4} на ст. Новолазаревская хорошо согласуются с данными измерений на ст. Арривал-Хайтс, а тренд средней по высоте объемной концентрации метана X_{CH_4} — с данными AIRS для уровней 150–925 гПа. Тренды приземных концентраций метана на станциях Сёва, Халли и Амундсен-Скотт для периода измерений с 2009 по 2014 г. совпадают в пределах погрешности с трендом X_{CH_4} на ст. Новолазаревская. В 2015–2016 гг. по данным ст. Новолазаревская, Арривал-Хайтс и спутниковым данным наблюдалось замедление роста и некоторое уменьшение максимальных величин общего содержания и концентраций метана.

Сезонный ход OC_{CH_4} и X_{CH_4} на ст. Новолазаревская имеет максимум в октябре–ноябре и минимум в мае–июле, причем в вариациях метана проявляются значительные полугодовые колебания. Для вариаций концентраций CH_4 по данным AIRS наряду с годовыми колебаниями также характерны значительные полугодовые вариации, амплитуда и фаза которых меняется с высотой, что приводит к интерференции годового и полугодового колебаний и появлению во внутригодовых вариациях метана двух максимумов, положение которых относительно друг друга меняется с высотой. Для всех рассмотренных рядов построены статистические модели, аппроксимирующие тренд, годовую и полугодовую составляющие колебаний CH_4 .

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность В.Ф. Радионову за помощь в организации работ в Антарктиде. Авторы признательны коллективам ученых, предоставивших доступ к базам данных: Giovanni online data system, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Network for the Detection of Atmospheric Composition Change, NOAA Global Monitoring Division, Earth System Research Laboratory, а также двум анонимным рецензентам, замечания которых позволили значительно улучшить рукопись статьи.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Acknowledgments. The authors are grateful to V.F. Radionov for assistance in the arrangement of activities in Antarctica. The authors are grateful to the research teams that provided the access to the following databases: Giovanni online data system, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Network for the Detection of Atmospheric Composition Change, NOAA Global Monitoring Division, Earth System Research Laboratory, as well as to the anonymous reviewers whose comments allowed to improve significantly the content of this paper.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф. Моделирование глобального круговорота углерода М.: Физматлит, 2004. 336 с.
2. Семенов С.М., Говор И.Л., Уварова Н.Е. Роль метана в современном изменении климата. М., 2018. 106 с.
3. Saunio M., Bousquet P., Poulter B., Peregon A., Ciais P., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Etiope G., Bastviken D., Houweling S., Janssens-Maenhout G., Tubiello F.N., Castaldi S., Jackson R.B., Alexe M., Arora V.K., Beerling D.J., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Brovkin V., Bruhwiler L., Crevoisier C., Crill P., Covey K., Curry C., Frankenberg C., Gedney N., Höglund-Isaksson L., Ishizawa M., Ito A., Joos F., Kim H.-S., Kleinen T., Krummel P., Lamarque J.-F., Langenfelds R., Locatelli R., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., Marshall J., Melton J.R., Morino I., Naik V., O'Doherty S., Parmentier F.-J.W., Patra P.K., Peng C., Peng S., Peters G.P., Pison I., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Riley W.J., Saito M., Santini M., Schroeder R., Simpson I.J., Spahni R., Steele P., Takizawa A., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Viovy N., Voulgarakis A., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R., Wiedinmyer C., Wilton D.J., Wiltshire A., Worthy D., Wunch D., Xu X., Yoshida Y., Zhang B., Zhang Z., Zhu Q. The global methane budget 2000–2012 // *Earth System Science Data*. 2016. V. 8 (2). P. 697–751. <https://doi.org/10.5194/essd-8-697-2016>.
4. Ghosh A., Patra P.K., Ishijima K., Umezawa T., Ito A., Etheridge D.M., Sugawara S., Kawamura K., Miller J.B., Dlugokencky E.J., Krummel P.B., Fraser P.J., Steele L.P., Langenfelds R.L., Trudinger C.M., White J.W.C., Vaughn B., Saeki T., Aoki S., Nakazawa T. Variations in global methane sources and sinks during 1910–2010 // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 2595–2612.
5. Zhu R., Liu Y., Ma E., Sun J. Nutrient compositions and potential greenhouse gas production in penguin guano, ornithogenic soils and seal colony soils in coastal Antarctica // *Antarctic Science*. 2009. V. 21 (5). P. 427–438. <https://doi.org/10.1017/s0954102009990204>.
6. Bates T.S., Kelly K.C., Johnson J.E., Gammon R.H. A reevaluation of the open ocean source of methane to the atmosphere // *JGR: Atmospheres*. 1996. V. 101. P. 6953–6961.
7. Lamarche-Gagnon G., Wadham J.L., Lollar B.S., Arndt S., Fietzek P., Beaton A.D., Tedstone A.J., Telling J., Bagshaw E.A., Hawking J.R., Kohler T.J., Zarsky J.D., Mowlem M.C., Anesio A.M., Stibal M. Greenland melt drives continuous export of methane from the ice-sheet bed // *Nature*. 2019. V. 565 (7737). P. 73–77. doi: 10.1038/s41586-018-0800-0.

8. Allan W., Lowe D.C., Gomez A.J., Struthers H., Brailsford G.W. Interannual variation of ^{13}C in tropospheric methane: Implications for a possible atomic chlorine sink in the marine boundary layer // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D11306, doi:10.1029/2004JD005650.
9. Тимофеев Ю.М. Исследования атмосферы методом прозрачности. СПб.: Наука, 2016. 368 с.
10. Дворяшина Е.В., Дианов-Клоков В.И. Результаты спектроскопических измерений содержания метана в атмосфере Северного полушария (1974–1984 гг.) // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1986. Т. 22. № 1. С. 87–89.
11. Ракитин В.С., Штабкин Ю.А., Еланский Е.Ф., Панкратова Н.В., Скороход А.И., Гречко Е.И., Сафронов А.Н. Результаты сопоставления спутниковых измерений общего содержания CO , CH_4 и CO_2 с наземными спектроскопическими данными // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 9. С. 816–824.
12. Макарова М.В., Поберовский А.В., Тимофеев Ю.М. Спектроскопические измерения общего содержания метана в районе Санкт-Петербурга // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 1. С. 67–73.
13. Макарова М.В., Кирнер О., Тимофеев Ю.М., Поберовский А.В., Имхасин Х.Х., Осипов С.И., Макаров Б.К. Годовой ход и долговременный тренд содержания атмосферного метана в районе Санкт-Петербурга // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 4. С. 493–501.
14. Кашин Ф.В., Арефьев В.Н., Вишератин К.Н., Каменоградский Н.Е., Семенов В.К., Сняжков В.П. Результаты экспериментальных исследований радиационно-активных составляющих атмосферы в центре Евразии // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 4. С. 463–492.
15. Устинов В.П., Баранова Е.Л., Вишератин К.Н., Грачев М.И., Кальсин А.В. Вариации окиси углерода в атмосфере Антарктиды по данным наземных и спутниковых измерений // Исследования Земли из космоса. 2019. № 2. С. 97–106.
16. Кашин Ф.В., Радионов В.Ф., Гречко Е.И. Вариации общего содержания окиси углерода и метана в Антарктической атмосфере // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 4. С. 96–102.
17. Rothman L.S., Gordon I.E., Babikov I.E., Barbe A., Benner C.D., Bernath P.F., Birk M., Bizzocchi L., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Chance K., Cohen E.A., Coudert L.H., Devi V.M., Drouin B.J., Fayt A., Flaud J.-M., Gamache R.R., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Hill C., Hodges J.T., Jacquemart D., Jolly A., Lamouroux J., Le Roy R.J., Li G., Long D.A., Lyulin O.M., Mackie C.J., Massie S.T., Mikhailenko S., Müller S.P., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V., Perrin A., Polovtseva E.R., Richard C., Smith M.A.H., Starikova E., Sung K., Tashkun S., Tennyson J., Toon G.C., Tyuterev V.I., Wagner G. The HITRAN 2012 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2013. V. 130. P. 4–50. doi:10.1016/j.jqsrt.2013.07.002.2013.
18. Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC). URL: <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/ndacc/station/arrival/hdf/ftir/> (дата обращения 21.01.2020).
19. Dlugokencky E.J., Lang P.M., Crotwell A.M., Masarie K.A. Atmospheric methane dry air mole fractions from the NOAA Earth System Research Laboratory. 2012. URL: ftp://aftp.cmdl.noaa.gov/data/trace_gases/ch4/flask/surface (дата обращения 21.01.2020).
20. Acker J. G., Leptoukh G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data // Eos, Trans. AGU. 2007. V. 88. № 2. P. 14–17. URL: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/> (дата обращения 21.01.2020).
21. Sepulveda E., Schneider M., Hase F., Garcia O.E., Gomez-Pelaez A., Dohe S., Blumenstock T., Guerra J.C. Long-term validation of tropospheric column-averaged CH_4 mole fractions obtained by mid-infrared ground-based FTIR spectrometry // Atmos. Meas. Tech. 2012. V. 5. P. 1425–1441. doi:10.5194/amt-5-1425-2012.
22. Bader W., Bovy B., Conway S., Strong K., Smale D., Turner A.J., Blumenstock T., Boone C., Collaud Coen M., Coulon A., Garcia O., Griffith D.W.T., Hase F., Hausmann P., Jones N., Krummel P.,

- Murata I., Morino I., Nakajima H., O'Doherty S., Paton-Walsh C., Robinson J., Sandrin R., Schneider M., Servais C., Sussmann R., Mahieu E. The recent increase of atmospheric methane from 10 years of ground-based NDACC FTIR observations since 2005 // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. P. 2255–2277. <https://doi.org/10.5194/acp-17-2255-2017>.
23. Sepulveda E., Schneider M., Hase F., Barthlott S., Dubravica D., Garcia O.E., Gomez-Pelaez A., Gonzalez Y., Guerra J.C., Gisi M., Kohlhepp R., Dohe S., Blumenstock T., Strong K., Weaver D., Palm M., Sadeghi A., Deutscher N.M., Warneke T., Notholt, J. Jones N., Griffith D. W.T., Smale D., Brailsford G.W., Robinson J., Meinhardt F., Steinbacher M., Aalto T., Worthy D. Tropospheric CH₄ signals as observed by NDACC FTIR at globally distributed sites and comparison to GAW surface in situ measurements // *Atmospheric Measurement Techniques*. 2014. V. 7 (7). P. 2337–2360.
24. Visheratin K.N., Nerushev A.F., Orozaliev M.D., Zheng Xiangdong, Sun Shumen, Liu Li. Temporal variability of total ozone in the Asian region inferred from ground-based and satellite measurement data // *Proc. of the Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and the ocean*. 2017. V. 53. №. 9. P. 894–903. doi: 10.1134/S000143381709033X.
25. Scargle J.D. Studies in astronomical time series analysis. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data // *The Astrophysical Journal*. 1982. V. 263. P. 835–853.
26. Yurganov L.N., Radionov V.F. Variations in the total column abundances of atmospheric carbon monoxide and methane in the polar regions // *Antarc. Sci.* 1991. V. 3. P. 443–449.
27. Khalil M.A.K., Rasmussen R.A. Atmospheric methane: recent global trends // *Environmental Science and Technology*. 1990. V. 24. P. 549–553.

REFERENCES

1. Kondrat'ev K.Ia., Krapivin V.F. *Modelirovanie global'nogo krugovorota ugleroda*. Modeling the global carbon cycle. Moscow: Fizmatlit, 2004: 336 p. [In Russian].
2. Semenov S.M., Govor I.L., Uvarova N.E. *Rol' metana v sovremennom izmenenii klimata*. The role of methane in the modern climate change. Moscow 2018: 106 p. [In Russian].
3. Saunio M., Bousquet P., Poulter B., Pregon A., Ciais P., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Etiope G., Bastviken D., Houweling S., Janssens-Maenhout G., Tubiello F.N., Castaldi S., Jackson R.B., Alexe M., Arora V.K., Beerling D.J., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Brovkin V., Bruhwiler L., Crevoisier C., Crill P., Covey K., Curry C., Frankenberg C., Gedney N., Höglund-Isaksson L., Ishizawa M., Ito A., Joos F., Kim H.-S., Kleinen T., Krummel P., Lamarque J.-F., Langenfelds R., Locatelli R., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., Marshall J., Melton J.R., Morino I., Naik V., O'Doherty S., Parmentier F.-J.W., Patra P.K., Peng C., Peng S., Peters G.P., Pison I., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Riley W.J., Saito M., Santini M., Schroeder R., Simpson I.J., Spahni R., Steele P., Takizawa A., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Viovy N., Voulgarakis A., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R., Wiedinmyer C., Wilton D.J., Wiltshire A., Worthy D., Wunch D., Xu X., Yoshida Y., Zhang B., Zhang Z., Zhu Q. The global methane budget 2000–2012. *Earth System Science Data*. 2016, 8 (2): 697–751. <https://doi.org/10.5194/essd-8-697-2016>.
4. Ghosh A., Patra P.K., Ishijima K., Umezawa T., Ito A., Etheridge D.M., Sugawara S., Kawamura K., Miller J.B., Dlugokencky E.J., Krummel P.B., Fraser P.J., Steele L.P., Langenfelds R.L., Trudinger C.M., White J.W.C., Vaughn B., Saeki T., Aoki S., Nakazawa T. Variations in global methane sources and sinks during 1910–2010. *Atmos. Chem. Phys.* 2015, 15: 2595–2612. www.atmos-chem-phys.net/15/2595/2015/.
5. Zhu R., Liu Y., Ma E., Sun J. Nutrient compositions and potential greenhouse gas production in penguin guano, ornithogenic soils and seal colony soils in coastal Antarctica. *Antarctic Science*. 2009, 21 (5): 427–438. <https://doi.org/10.1017/s0954102009990204>.
6. Bates T.S., Kelly K.C., Johnson J.E. and Gammon R.H. A reevaluation of the open ocean source of methane to the atmosphere. *JGR: Atmospheres*. 1996, 101: 6953 – 6961.

7. Lamarche-Gagnon G., Wadham J.L., Lollar B.S., Arndt S., Fietzek P., Beaton A.D., Tedstone A.J., Telling J., Bagshaw E.A., Hawkings J.R., Kohler T.J., Zarsky J.D., Mowlem M.C., Anesio A. M., Stibal M. Greenland melt drives continuous export of methane from the ice-sheet bed. *Nature*. 2019, 565 (7737): 73–77. doi: 10.1038/s41586-018-0800-0.
8. Allan W., Lowe D.C., Gomez A.J., Struthers H., Brailsford G.W. Interannual variation of ^{13}C in tropospheric methane: Implications for a possible atomic chlorine sink in the marine boundary layer. *J. Geophys. Res.* 2005, 110: D11306, doi:10.1029/2004JD005650.
9. Timofeev Iu.M. *Issledovaniia atmosfery metodom prozrachnosti*. Study of atmosphere by a transparency method. Saint-Petersburg: Nauka, 2016: 368 p. [In Russian].
10. Dvoriashina E.V., Dianov-Klokov V.I. The results of spectroscopic measurements of the methane content in the atmosphere of the northern hemisphere (1974–1984). *Izvestiia Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and the ocean. 1986, 22 (1): 87–89. [In Russian].
11. Rakitin V.S., Shtabkin Iu.A., Elanskii E.F., Pankratova N.V., Skorokhod A.I., Grechko E.I., Safronov A.N. Results of comparison of satellite and ground-based spectroscopic CO , CH_4 and CO_2 columns measurements. *Optika atmosfery i okeana*. Optics of the atmosphere and the ocean. 2015, 28 (9): 816–824. [In Russian].
12. Makarova M.V., Poberovskii A.V., Timofeev Iu.M. Spectroscopic measurements of the total methane content in the St. Petersburg region. *Izvestiia Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and the ocean. 2001, 37 (1): 67–73. [In Russian].
13. Makarova M.V., Kirner O., Timofeev Iu.M., Poberovskii A.V., Imkhasin Kh.Kh., Osipov S.I., Makarov B.K. The annual course and long-term trend of atmospheric methane content in the St. Petersburg region. *Izvestiia Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and the ocean. 2015, 51 (4): 493–501. [In Russian].
14. Kashin F. V., Aref'ev V. N., Visheratin K. N., Kamenogradskii N. E., Semenov V. K., Siniakov V. P. The results of experimental studies of radiation-active components of the atmosphere in the center of Eurasia. *Izvestiia Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and the ocean. 2000, 36 (4): 463–492. [In Russian].
15. Ustinov V.P., Baranova E.L., Visheratin K.N., Grachev M.I., Kal'sin A.V. Variations of carbon monoxide in the atmosphere of Antarctica according to ground-based and satellite measurements. *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*. Exploration of the Earth from space. 2019, 2: 97–106. [In Russian].
16. Kashin F.V., Radionov V.F., Grechko E.I. Variations in total carbon monoxide and methane in the Antarctic atmosphere. *Izvestiia Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and the ocean. 2007, 43 (4): 96–102. [In Russian].
17. Rothman L.S., Gordon I.E., Babikov I.E., Barbe A., Benner C.D., Bernath P.F., Birk M., Bizzocchi L., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Chance K., Cohen E.A., Coudert L.H., Devi V.M., Drouin B.J., Fayt A., Flaud J.-M., Gamache R.R., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Hill C., Hodges J.T., Jacquemart D., Jolly A., Lamouroux J., Le Roy R.J., Li G., Long D.A., Lyulin O.M., Mackie C.J., Massie S.T., Mikhailenko S., Müller S.P., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V., Perrin A., Polovtseva E.R., Richard C., Smith M.A.H., Starikova E., Sung K., Tashkun., Tennyson J., Toon G.C., Tyuterev V.G., Wagner G. The HITRAN 2012 molecular spectroscopic database. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. 2013, 130: 4–50. doi:10.1016/j.jqsrt.2013.07.002.2013.
18. Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC). Available at: <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/ndacc/station/arrival/hdf/ftir/> (accessed 21.01.2020).
19. Dlugokencky E.J., Lang P.M., Crotwell A.M., Masarie K.A. Atmospheric Methane Dry Air Mole Fractions from the NOAA Earth System Research Laboratory. 2012. Available at: ftp://aftp.cmdl.noaa.gov/data/trace_gases/ch4/flask/surface (accessed 21.01.2020).
20. Acker J.G., Leptoukh G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data. *Eos, Trans. AGU*. 2007, 88 (2): 14–17. Available at: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/> (accessed 21.01.2020).

21. Sepulveda E., Schneider M., Hase F., Garcia O.E., Gomez-Pelaez A., Dohe S., Blumenstock T., Guerra J.C. Long-term validation of tropospheric column-averaged CH₄ mole fractions obtained by mid-infrared ground-based FTIR spectrometry. *Atmos. Meas. Tech.* 2012, 5: 1425–1441. doi:10.5194/amt-5-1425-2012.
22. Bader W., Bovy B., Conway S., Strong K., Smale D., Turner A.J., Blumenstock T., Boone C., Collaud Coen M., Coulon A., Garcia O., Griffith D.W.T., Hase F., Hausmann P., Jones N., Krummel P., Murata I., Morino I., Nakajima H., O'Doherty S., Paton-Walsh C., Robinson J., Sandrin R., Schneider M., Servais C., Sussmann R., Mahieu E. The recent increase of atmospheric methane from 10 years of ground-based NDACC FTIR observations since 2005. *Atmos. Chem. Phys.* 2017, 17: 2255–2277. <https://doi.org/10.5194/acp-17-2255-2017>.
23. Sepulveda E., Schneider M., Hase F., Barthlott S., Dubravica D., Garcia O.E., Gomez-Pelaez A., Gonzalez Y., Guerra J.C., Gisi M., Kohlhepp R., Dohe S., Blumenstock T., Strong K., Weaver D., Palm M., Sadeghi A., Deutscher N.M., Warneke T., Notholt, J. Jones N., Griffith D. W.T., Smale D., Brailsford G.W., Robinson J., Meinhardt F., Steinbacher M., Aalto T., Worthy D. Tropospheric CH₄ signals as observed by NDACC FTIR at globally distributed sites and comparison to GAW surface in situ measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*. 2014, 7 (7): 2337–2360.
24. Visheratin K.N., Nerushev A.F., Orozaliev M.D., Zheng Xiangdong, Sun Shumen, Liu Li. Temporal variability of total ozone in the Asian region inferred from ground-based and satellite measurement data. *Izvestiia Akademii Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of the Academy of Sciences. Physics of the atmosphere and the ocean. 2017, 53, 9: 894–903. doi: 10.1134/S000143381709033X.
25. Scargle J.D. Studies in astronomical time series analysis. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *The Astrophysical Journal*. 1982, 263: 835–853.
26. Yurganov L.N., Radionov V.F. Variations in the total column abundances of atmospheric carbon monoxide and methane in the polar regions. *Antarctic Sci.* 1991, 3: 443–449.
27. Khalil M.A.K., Rasmussen R.A. Atmospheric methane: recent global trends. *Environmental Science and Technology*. 1990, 24: 549–553.

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ APPLIED PROBLEMS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-82-101>
УДК 629.564.7:629.018:629.5.015.4



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕАКЦИЙ КОРПУСНЫХ КОНСТРУКЦИЙ НЭС «АКАДЕМИК ТРЁШНИКОВ» НА ЛЕДОВЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ В РАМКАХ ПЕРВОГО ЭТАПА ЭКСПЕДИЦИИ «ТРАНСАРКТИКА-2019»

П.В. МАКСИМОВА*, А.В. ЧЕРНОВ, В.Ал. ЛИХОМАНОВ, Н.А. КРУПИНА,
В.Ан. ЛИХОМАНОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*maximova@aari.ru

Резюме

В настоящее время нефтедобывающие инженерные сооружения, а также транспортные суда, перевозящие добываемые в морях арктического шельфа России нефтепродукты, в целях предотвращения экологических катастроф оборудуются системами мониторинга ледовых нагрузок (СМЛН). Строящаяся ледостойкая самодвижущаяся платформа (ЛСП), согласно проекту, должна быть оборудована такой системой, которая, во-первых, является основной системой обеспечения безопасности работы платформы в ледовых условиях, во-вторых, делает сам корпус платформы уникальным инструментом решения широкого комплекса задач по изучению воздействия льда на сооружения.

В рамках экспедиции выполнялись измерения напряжений, возникающих в корпусе НЭС «Академик Трёшников» во время ледовых воздействий, с целью получения необходимых данных для разработки системы мониторинга ледовых нагрузок строящейся ЛСП и апробации прототипа СМЛН в условиях дрейфа.

Были проанализированы данные, полученные при движении судна в ледовых условиях во время выполнения набегов, а также во время дрейфа. Анализ данных позволил выделить ряд особенностей для эксплуатации СМЛН в условиях дрейфа, которые будут учтены при реализации проекта СМЛН ЛСП.

Ключевые слова: инженерные сооружения, ледовые нагрузки, ледостойкая платформа, ледовые условия, система мониторинга.

Для цитирования: Максимова П.В., Чернов А.В., Лихоманов В.Ал., Крупина Н.А., Лихоманов В.Ан. Исследование реакций корпусных конструкций НЭС «Академик Трёшников» на ледовые воздействия в рамках первого этапа экспедиции «Трансарктика-2019» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. Вып. 1. С. 82–101. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-82-101>.

Поступила 05.12.2019

После переработки 28.02.2020

Принята 11.03.2020

RESEARCH OF R/V “AKADEMIK TRYOSHNIKOV” HULL STRUCTURES RESPONSE TO ICE ACTIONS DURING THE FIRST STAGE OF THE EXPEDITION “TRANSARKTIKA-2019”

POLINA V. MAKSIMOVA*, ALEXEY V. CHERNOV, VLADIMIR A.I. LIKHOMANOV,
NINA A. KRUPINA, VLADIMIR A.n. LIKHOMANOV

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

*maximova@aari.ru

Summary

At present, oil-producing offshore structures, as well as transport vessels transporting oil products extracted in the seas of the Russian Arctic are equipped with ice load monitoring systems (ILMS) to prevent environmental disasters. The ice-resistant self-propelled platform (IRSPP) that is under construction now, according to the design should be equipped with this system. First of all this system is the main system for ensuring the platform's safety in ice conditions, and secondly makes the platform's hull a unique tool for solving a wide range of tasks to study the effects of ice on any construction.

The main goal of the research during the expedition “Transarktika-2019” was to obtain the necessary data for the development of an ice load monitoring system of the constructing IRSPP “North Pole” and testing the prototype of the ILMS at long vessel's drift in ice.

The measurements of stresses in the hull structures of the R/V “Akademik Tryoshnikov” were carried out during impacts on ice ridges and during ice compressions.

The standard ship ice load monitoring system (SILMS) of the R/V “Akademik Tryoshnikov” and strain gauges additionally installed on the frames and a shell plating in the middle part of the hull were used to perform the measurements.

The analysis of the obtained data showed that the maximal loads on the hull occurred during the forcing of ice ridges but the level of maximum stresses was not a danger to the hull.

Compressions during the drift did not have a strong effect on the ship's hull. The data obtained made it possible to identify a number of features for the operation of ILMS in similar conditions.

Based on the results of the expedition research, recommendations for the design of the architecture of the ILMS for IRSPP were issued. The results of further analysis of the obtained materials will be used in the development of data processing algorithms for ILMS for IRSPP, as well as for the development of the prospective programs of scientific research of deformation, fracture and other processes of various scales that occur in drifting ice during the future drifts of the IRSPP “North Pole”.

Keywords: engineering structures, ice conditions, ice loads, ice-resistant platform, monitoring system.

For Citation: Maksimova P.V., Chernov A.V., Likhomanov V.A.I., Krupina N.A., Likhomanov V.A.n. Research of R/V “Akademik Tryoshnikov” hull structures response to ice actions during the first stage of the expedition “Transarktika-2019”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (1): 82–101. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-82-101>.

Received 12.05.2019

Revised 02.28.2020

Accepted 03.11.2020

ВВЕДЕНИЕ

Дрейфующие станции типа «Северный полюс» (СП) в течение долгого времени являлись традиционным средством исследования Центральной Арктики. Станции разворачивались на дрейфующих льдах в глубоководной части Северного Ледовитого океана (СЛО) и позволяли выполнять комплексные круглогодичные исследования

в области океанологии, метеорологии, физики и динамики льдов, аэрологии, геофизики и др.

Первая станция СП была развернута в 1937 г. В 1990-х гг. развертывание станций было прервано и возобновлено в 2003 г. Последняя станция СП-40 закончила свою работу в 2013 г. В настоящее время организация станций типа СП в круглогодичном варианте работы стала затруднительной из-за отсутствия дрейфующих ледяных полей, пригодных для размещения станций [1].

С целью продолжения круглогодичных исследований и получения важной научной информации в труднодоступных районах СЛО в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (АНИИ) было предложено создать новый тип исследовательской станции в виде дрейфующей платформы, на борту которой находится все необходимое для исследовательских работ научное оборудование, расходные материалы и персонал, обеспеченный комфортными условиями пребывания. Проект получил название «Ледостойкая самодвижущаяся платформа (ЛСП) “Северный полюс”». В апреле 2018 г. Росгидромет и АО «Адмиралтейские верфи» подписали контракт на строительство ЛСП проекта 00903, первый рейс которой запланирован на 2021 г. [2].

С целью апробации технологий эксплуатации ЛСП была организована экспедиция «Трансарктика-2019» (1 этап) на научно-экспедиционном судне (НЭС) «Академик Трёшников» (рис. 1), поведившаяся в период с 20 марта по 20 мая 2019 г. В рамках экспедиции судно совершило месячный дрейф, выполняя научные исследования системы «океан – лед – атмосфера». Общее описание работ экспедиции «Трансарктика-2019» (1 этап) дано в работе [3].

Одним из научных комплексов, которым будет оснащена ЛСП, является система мониторинга ледовых нагрузок (СМЛН), разработка которой ведется в отделе ледовых качеств судов АНИИ. Основная практическая задача СМЛН — обеспечение безопасной эксплуатации платформы путем информирования об уровне механических напряжений в корпусных конструкциях, возникающих при ледовом воздействии. В состав СМЛН будут входить несколько подсистем: подсистема контроля напряженно-деформированного состояния корпуса; подсистема контро-



Рис. 1. НЭС «Академик Трёшников» во время дрейфа

Fig.1. R/V «Akademik Tryoshnikov» during ice drift

ля параметров перемещений ЛСП; подсистема оценки параметров напряженно-деформированного состояния прилегающего к ЛСП льда; подсистема контроля метеорологической и ледовой обстановки; подсистема сбора и обработки данных. Такой состав измерительной части СМЛН ЛСП делает ее уникальным научным комплексом для широкого диапазона исследований механики деформации и разрушения морских льдов при взаимодействии с инженерными сооружениями и природными объектами: определение площади пятна контакта со льдом и распределения давлений, уточнение теоретических и полуэмпирических методов оценки ледовой нагрузки и др.

С целью получения необходимых данных для разработки СМЛН ЛСП и апробации прототипа СМЛН в условиях дрейфа во время экспедиции «Трансарктика-2019» были проведены исследования реакций корпусных конструкций НЭС «Академик Трёшников» на ледовые воздействия как во время движения судна, так и во время дрейфа. Основными задачами исследований в рамках экспедиции являлись:

- получение оперативной информации о состоянии корпуса судна в ходе дрейфа, а также на переходе судна к месту дрейфа и обратно;
- получение данных о деформациях корпуса, которые будут использованы для разработки системы мониторинга ледовых нагрузок для ЛСП;
- сбор исходных данных для оценки локальных и глобальных ледовых нагрузок, действующих на корпус судна;
- выдача рекомендаций к разработке системы мониторинга ледовых нагрузок для ЛСП.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для выполнения поставленных задач использовалась штатная судовая система мониторинга ледовых нагрузок (ШСМЛН) НЭС «Академик Трёшников» при следовании судна во льдах и во время дрейфа. Учитывая особенности программы рейса и усиленное внимание к исследованию воздействия льда во время сжатий, дополнительно были установлены тензометрические датчики на наборе и обшивке в средней части корпуса.

Методика проведения измерений

Штатная СМЛН НЭС «Академик Трёшников»

ШСМЛН НЭС «Академик Трёшников» использовалась как основной инструмент для непрерывного контроля прочности корпуса в режиме реального времени и оценки нагрузок на корпус при движении судна в ледовых условиях, а также во время дрейфа. ШСМЛН представляет собой сложный измерительный комплекс, который состоит из нескольких подсистем. Подробное описание измерительной части ШСМЛН представлено в статье [4]. Далее приведено описание тензометрической подсистемы ШСМЛН, предназначенной для регистрации деформаций корпуса судна при действии локальной и глобальной ледовой нагрузки [5].

Задающим элементом тензометрической подсистемы ШСМЛН является электрический датчик деформации типа «разрезная балка» фирмы SCAIME, который предназначен для измерения деформации сжатия и растяжения конструкции.

Установочные площадки для монтажа датчиков распределены по разным районам обшивки и набора корпуса судна. На момент испытаний было задействовано 33 датчика:



Рис. 2. Датчик деформации SCAIME EPSI-AX V в нержавеющей корпусе

Fig. 2. Strain gauge SCAIME EPSI-AX V in stainless steel housing

— группа датчиков в носовой части для изучения локальных ледовых нагрузок, возникающих вследствие ударного воздействия льда при движении судна передним ходом: 9 датчиков на наружной обшивке (S29, S30, S33, S34, S58, S60, S65, S67, S70), 2 датчика на бортовых стрингерах левого и правого бортов (S18, S32) и 2 датчика на форштевне (S77, S78);

— группа датчиков в кормовой части для определения параметров локального воздействия на корпус и винторулевой комплекс при движении судна задним ходом: 3 датчика на наружной обшивке, 3 датчика на фундаментах рулей, 2 датчика на упорных подшипниках;

— группа датчиков в миделевой части для определения параметров локальных воздействий, возникающих в результате ледовых сжатий, а также для определения деформаций при общем продольном изгибе: 5 датчиков на верхней палубе (S12, S13, S14, S83, S84), 2 датчика в междубортном пространстве правого борта (S10, S11), 5 датчиков на вертикальном киле (S3, S4, S5, S6, S7).

Для доступа к ШСМЛН на судне установлено два клиентских терминала. Один находится на ходовом мостике и выдает судоводителю информацию, поступающую со всех датчиков в режиме реального времени. Второй находится в помещении поста мониторинга состояния судна и предназначен для доступа к данным системы в оперативном и неоперативном режимах, конфигурирования и настройки системы.

ШСМЛН автоматически сохраняет все полученные данные на сервере системы в текстовом формате с частотой 125 Гц.

Обработка данных ШСМЛН проводилась с помощью программного комплекса, разработанного в ААНИИ и зарегистрированного в 2014 г., — «Программа автоматизированной обработки данных измерений штатной судовой системы мониторинга ледовых нагрузок НЭС “Академик Трёшников”» (№ регистрации 2014611728).

Дополнительная тензометрическая система

С целью мониторинга состояния корпуса во время ледовых сжатий в дополнение к ШСМЛН в средней части корпуса была установлена тензометрическая система, состоящая из 12 тензометрических датчиков.

В качестве чувствительных элементов для изготовления датчиков были использованы тензорезисторы производства фирмы Omega Engineering Inc. (США), модели

SGD-10/350-LY11 сопротивлением 350 Ом, с длиной измерительной решетки 10 мм и коэффициентом тензочувствительности (GF) равным 2,13.

Тензодатчики на базе указанных тензорезисторов монтировались по схеме «полный мост», при этом в два диагональных плеча измерительного моста были включены тензорезисторы, смонтированные на корпусных конструкциях судна, а в двух других диагональных плечах устанавливались обычные резисторы равного сопротивления. Тензорезисторы были ориентированы параллельно друг другу, что позволило избавиться от неопределенности в соотношении продольных и поперечных деформаций. При такой схеме монтажа тензодатчиков для определения деформаций в корпусных конструкциях используется выражение:

$$\varepsilon = \frac{2}{GF} \cdot \frac{V}{U},$$

где: $GF = (\Delta R/R) / (\Delta L/L) = (\Delta R/R) / \varepsilon$ — коэффициент тензочувствительности, являющийся паспортной величиной тензорезистора, V/U — отношение измеряемого сигнала к базовому напряжению.

Таким образом оценивается одна из компонент деформации. Для определения полной картины напряженно-деформированного состояния (НДС) в точках размещения тензодатчиков и для оценки НДС бортового перекрытия предполагается разработка конечно-элементной модели корпуса НЭС «Академик Трёшников».

Датчики были установлены в сухих отсеках № 1, № 2 и № 3 на уровне платформы 1 по правому борту (рис. 3) в районе цилиндрической вставки, так как именно

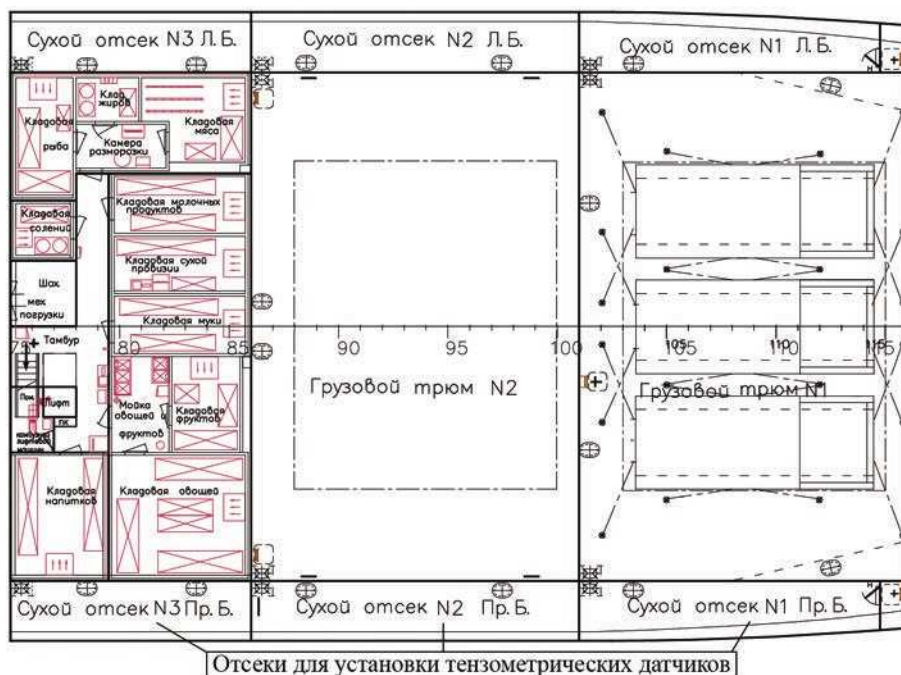


Рис. 3. Расположение отсеков для установки тензометрических датчиков

Fig. 3. Location of compartments for strain gauges installation

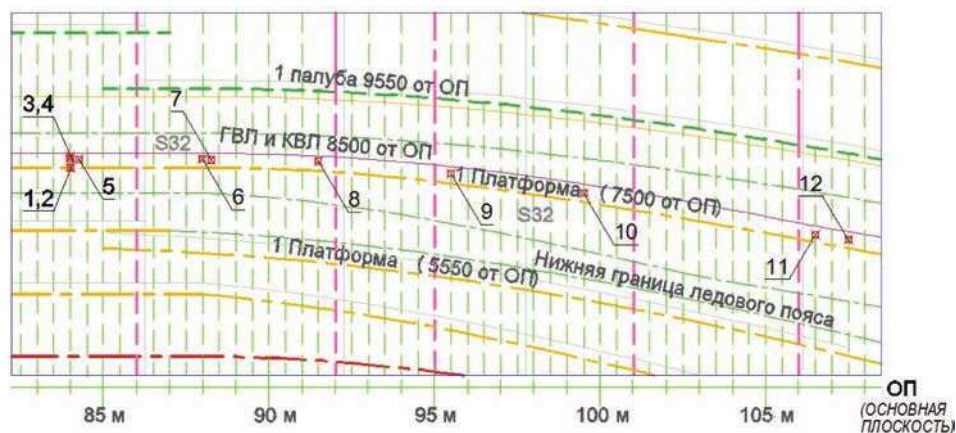


Рис. 4. Схема мест установки тензометрических датчиков.

1 — шпангоут 84, кница, 2 — шпангоут 84, пояснок кницы, 3 — шпангоут 84, 7980 мм от основной плоскости (ОП), 4 — шпангоут 84, 8350 мм от ОП, 5 — обшивка между шпангоутом 84 и 84½, 7950 мм от ОП, 6 — шпангоут 88, 7930 мм от ОП, 7 — обшивка между шпангоутом 88 и 88½, 7870 мм от ОП, 8 — шпангоут 91½, 7900 мм от ОП, 9 — шпангоут 95½, 7870 мм от ОП, 10 — шпангоут 99½, 7880 мм от ОП, 11 — шпангоут 106½, 7880 мм от ОП, 12 — шпангоут 107½, 7920 мм от ОП

Fig. 4. Diagram of the places of strain gauges installation.

1 — frame 84, bracket, 2 — frame 84, bracket's flange, 3 — frame 84, 7980 mm from the base line (BL), 4 — frame 84, 8350 mm from BL, 5 — shell plating between frames 84 and 84½, 7950 mm from BL, 6 — frame 88, 7930 mm from BL, 7 — shell plating between frames 88 and 88½, 7870 mm from BL, 8 — frame 91½, 7900 mm from BL, 9 — frame 95½, 7870 mm from BL, 10 — frame 99½, 7880 mm from BL, 11 — frame 106½, 7880 mm from BL, 12 — frame 107½, 7920 mm from BL

эта часть корпуса подвергается наибольшей нагрузке при воздействии сжатий. На рис. 4 изображен фрагмент чертежа растяжки наружной обшивки с указанием мест монтажа датчиков. Для примера на рис. 5 показан тензометрический датчик, смонтированный на одном из шпангоутов НЭС «Академик Трёшников».

Регистрация сигнала, поступающего с каждого датчика, осуществлялась с помощью 4-жильного телефонного кабеля через тензометрическую станцию. Тензометрическая станция производства компании National Instruments Corporation



Рис. 5. Пример установки тензодатчика на шпангоуте

Fig. 5. Example of strain gauge installation on the frame

(США) включает в себя 5 тензометрических модулей, каждый из которых имеет 4 одновременно опрашиваемых аналоговых входа (канала). При измерениях было задействовано 12 каналов.

Управление работой тензометрической станции и регистрация данных производились с помощью специализированного программного обеспечения, позволяющего осуществлять выбор каналов для записи, устанавливать частоту опроса каналов, производить запуск записи, сохранять и осуществлять экспорт данных в общедоступные форматы. Программное обеспечение было установлено на ноутбуке, при этом обмен информацией с контроллером тензометрической станции осуществлялся по Ethernet-интерфейсу. Сборка тензометрической станции и разработка программного обеспечения осуществлялась фирмой «Витэк» (Санкт-Петербург, Россия), являющейся членом National Instruments Alliance.

Установка дополнительной тензометрической системы проводилась после постановки судна в дрейф. Для монтажа датчиков был выбран правый борт, так как все виды исследовательских работ проводились с правого борта. Высота установки датчиков была определена в соответствии с осадкой судна на момент начала дрейфа.

Регистрация данных с помощью дополнительной тензометрической системы велась непрерывно в течение всего дрейфа сеансами продолжительностью не более четырех часов. Данные сохранялись в текстовом формате с частотой 100 Гц.

Для анализа данных тензометрической системы было разработано специальное программное обеспечение, позволяющее проводить первичную обработку записей большого объема.

Дополнительные измерения

Во время движения судна велись наблюдения с ходового мостика за окружающей ледовой обстановкой, фиксировались маневры и характеристики движения судна. Для записи выполняемых маневров и скорости хода судна использовалось портативное GPS-устройство Garmin GPSMAP 64st.

Во время дрейфа судна выполнялись визуальные наблюдения за состоянием ледяного покрова, регистрировались метеоусловия: температура воздуха, скорость и направление ветра. Необходимые параметры измерялись с помощью метеорологического комплекса, установленного на льду, и были предоставлены метеорологическим отрядом. Также выполнялись наблюдения за параметрами остойчивости судна (осадка, крен, дифферент).

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 6 показана схема переходов и дрейфа НЭС «Академик Трёшников» во время экспедиции «Трансарктика-2019».

С 24 по 27 марта НЭС «Академик Трёшников» выполняло переход из п. Мурманск к предполагаемому месту дрейфа в различных ледовых условиях. С 27 марта судно начало выполнение первого дрейфа. Выбранное ледяное поле представляло собой поле сморози, состоящее из однолетнего среднего льда (толщиной 70–120 см) с вставками однолетнего тонкого льда (30–70 см). Толщина снежного покрова варьировалась в пределах 15–20 см на ровном льду и 40–70 см в районе торосов. 29 апреля около четырех утра МСК были зафиксированы ледовые сжатия, в результате чего произошло разрушение ледяного поля.

С 29 по 30 апреля выполнялся переход ко второму месту дрейфа.

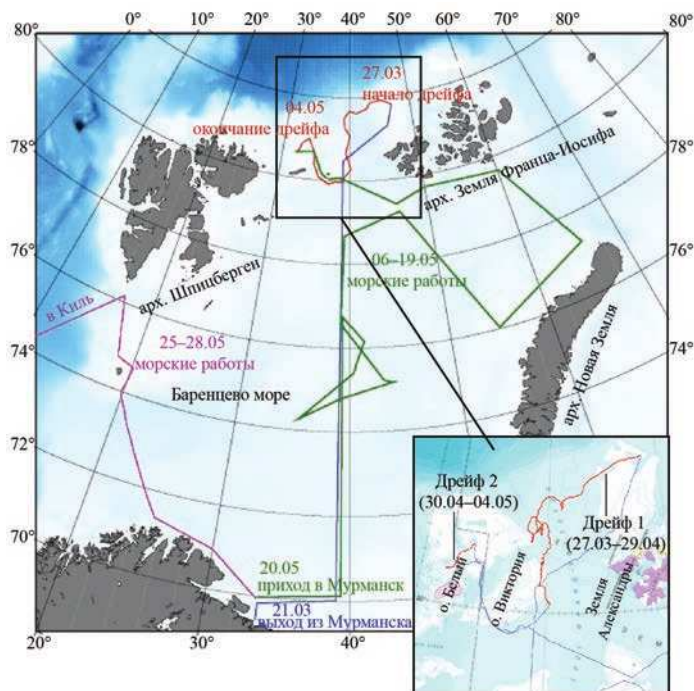


Рис. 6. Схема переходов и дрейфа НЭС «Академик Трёшников» с 21.03 по 28.05 2019 г. Синим цветом показан переход из п. Мурманск в точку начала дрейфа с гидрологическими разрезами; красным цветом показана траектория дрейфа и разрезы, выполненные с помощью вертолета; зеленым цветом показан обратный переход в п. Мурманск с гидрологическими разрезами; фиолетовым цветом показан обратный переход в Киль с гидрологическим разрезом [3]

Fig. 6. The expedition route of the R/V «Akademik Tryoshnikov» from March 21 to May 28, 2019. The blue color shows the way from Murmansk to the point of the beginning of the drift with hydrological profiles; the red color shows the drift pathway and the profiles, done with the helicopter; the green color shows the way back to Murmansk with hydrological profiles; the magenta color shows the return way to Kiel with hydrological profiles [3]

Второй дрейф начался 30 апреля в поле, состоящем из нескольких обломков полей двухлетнего льда, соединенных между собой вставками толстого льда. Толщина льда достигала 2 м. Толщина снежного покрова составляла от 35–40 см на ровных участках до 70–100 см в районе гряд торосов. Дрейф продолжался до 4 мая и сопровождался ежедневным образованием новых трещин в ледяном поле. С 1 по 3 мая были зафиксированы сжатия и образование небольшого навала вдоль борта.

5 мая судно начало движение в сторону п. Мурманск с выполнением попутных работ в различных ледовых условиях. 14 мая судно вышло на чистую воду.

Измерения с помощью ШСМЛН велись непрерывно с момента входа судна в дрейфующие льды, во время дрейфа судна в ледяном поле и до момента выхода на чистую воду при возвращении. Мониторинг состояния корпуса судна с помощью ШСМЛН осуществлялся в режиме реального времени в течение всего рейса. Записи в ледовых условиях на пути следования судна к первому месту дрейфа составили около 60 часов. Записи в первом дрейфе — около 825 часов. Записи на переходе

ко второму места дрейфа — около 28 часов. Записи во втором дрейфе — около 92 часов. Записи в ледовых условиях по пути следования в п. Мурманск — 260 часов.

Измерения с помощью дополнительной тензометрической системы выполнялись в период первого дрейфа судна, во время перехода от первого места дрейфа ко второму и во время второго дрейфа. Продолжительность записей составила около 792 часов в период с 31 марта по 04 мая.

Обработка результатов измерений

Полученные записи реакций корпусных конструкций НЭС «Академик Трёшников» на ледовые воздействия были разделены на три группы:

- записи, полученные во время движения судна при работе набегами;
- записи, полученные во время ледовых сжатий;
- записи, на которых выявлены температурные деформации корпусных конструкций.

При работе судна набегами основным районом, подверженным ударным ледовым нагрузкам, является носовая оконечность судна, при этом корпус судна также подвергается действию изгибающего момента. В связи с этим при обработке данных была рассмотрена как местная прочность корпуса, так и общая прочность корпуса. Основной объем данных при работе судна набегами был получен с помощью ШСМЛН. При рассмотрении местной прочности основное внимание было уделено изучению реакций тензометрических датчиков, установленных в помещении носового подруливающего устройства (НПУ). При рассмотрении общей прочности рассматривались реакции датчиков ШСМЛН, установленных в миделевом сечении корпуса.

Во время дрейфа судна ШСМЛН использовалась с целью мониторинга состояния корпуса судна в реальном времени, что позволяло определять наличие или отсутствие сжатий.

Основной массив данных при нахождении судна в дрейфе был получен с помощью дополнительной тензометрической системы. Также были получены данные о локальных напряжениях в корпусе судна, возникающих при движении в ледовых условиях во время выполнения набегов.

Реакции корпусных конструкций при движении судна

За весь рейс было зарегистрировано 157 событий (набегов). Для каждого события фиксировались окружающие ледовые условия, скорость судна при форсировании ледяных образований и максимальные напряжения, достигнутые датчиками в ходе каждого набега. Средняя скорость при выполнении набегов составляла 8–10 узлов.

Пример типичной реакции датчиков ШСМЛН в носовой оконечности и в миделевой части на ударные ледовые нагрузки показан на рис. 7.

По результатам полученных данных построены гистограммы максимальных напряжений для оценки местной прочности (рис. 8а) и общей прочности (рис. 8б).

Как видно из графиков, напряжения в обшивке в носовой части судна на уровне 6300 мм от ОП были заметно выше, чем на уровне 7800 мм. Несмотря на то, что осадка носом составляла около 7,8 м, во время выполнения набегов происходило взаимодействие носовой оконечности судна с консолидированным слоем торосистых образований, который располагается ниже уровня воды. Это привело к тому, что наиболее нагруженной частью носовой оконечности оказался район на уровне ватерлинии 6,3 м.

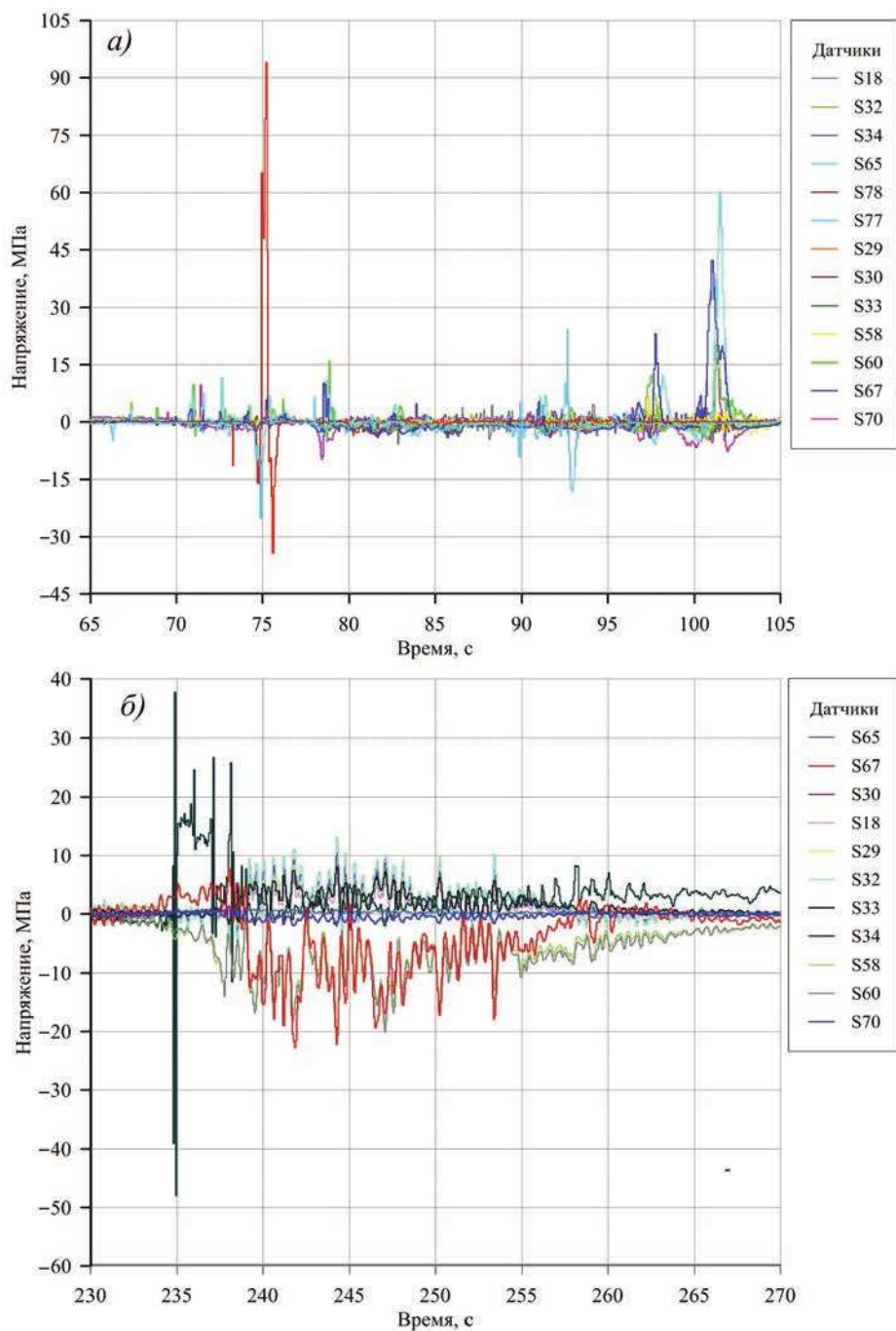


Рис. 7. Характерные картины реакции датчиков деформаций ШСМЛН на ударные ледовые нагрузки: *a* — в носовой оконечности; *б* — в миделевой части

Fig. 7. Reaction of SILMS strain gauges to impact ice loads: *a* — bow, *б* — midship

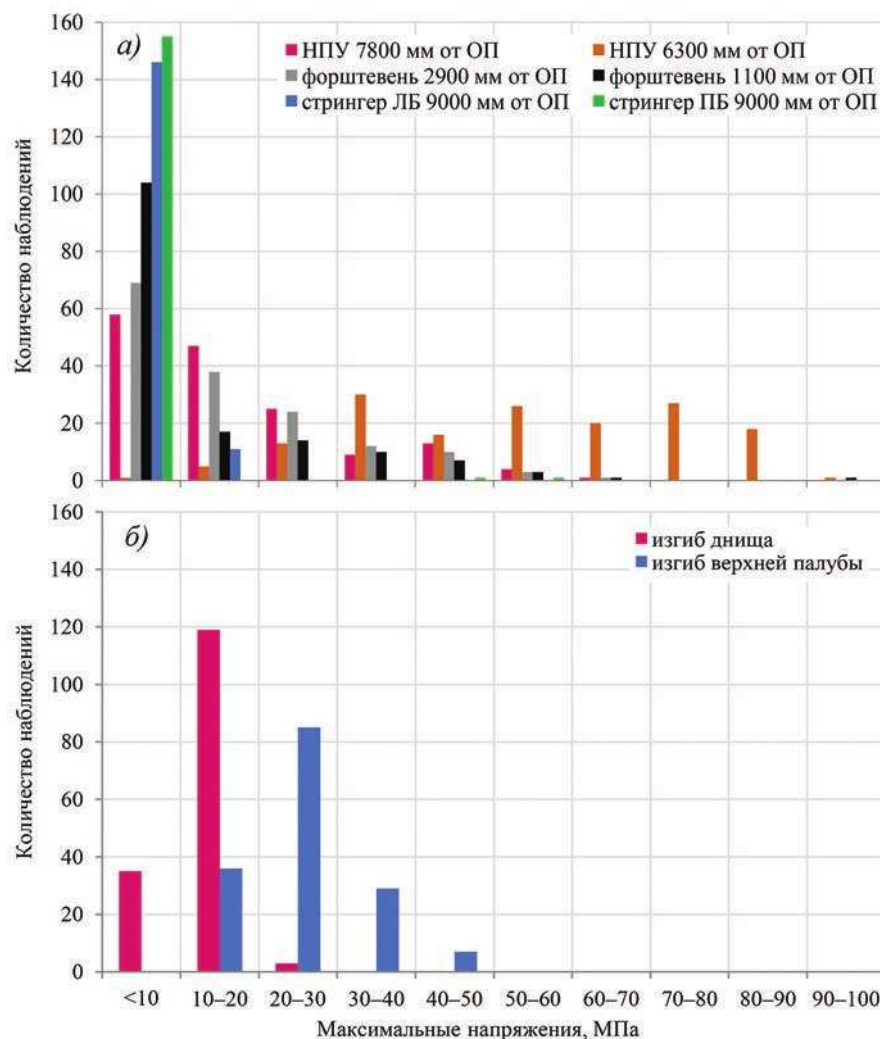


Рис. 8. Гистограмма максимальных напряжений судна при работе набегами: а — в носовой части судна; б — в миделевой части судна

Fig. 8. Histogram of maximal stresses of the hull during ramming: а — in the bow part; б — in the midship part

Сталь, использованная для изготовления наружной обшивки корпуса НЭС «Академик Трёшников», имеет предел текучести, равный 235 МПа. При форсировании ледяных образований набегами максимальный уровень напряжений, зафиксированный датчиками в носовой части, составляет 93,94 МПа, что равно 40 % от предела текучести стали корпусных конструкций. Максимальные напряжения в конструкциях днища в миделевой части судна составили 20,7 МПа, в конструкциях верхней палубы и верхней части борта — 47,98 МПа, что не превышает 21 % от предела текучести.

Реакции корпусных конструкций при работе набегами также были зарегистрированы с помощью дополнительной тензометрической системы, которая осуществляла

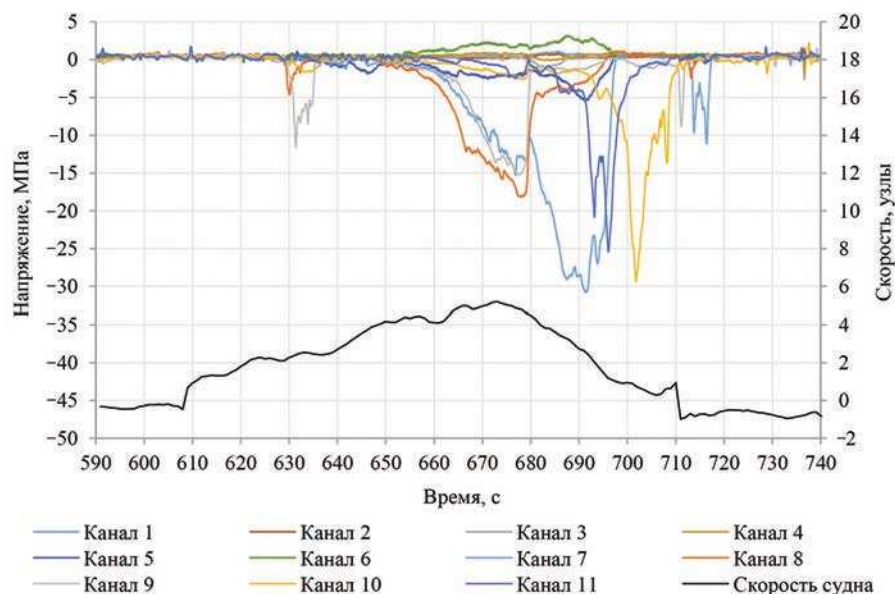


Рис. 9. Реакция датчиков дополнительной тензометрической системы во время выполнения серии набегов (отрицательные значения скорости — движение задним ходом)

Fig. 9. The signal of additional strain gauges at ramming (negative speed values mean that ship moves astern)

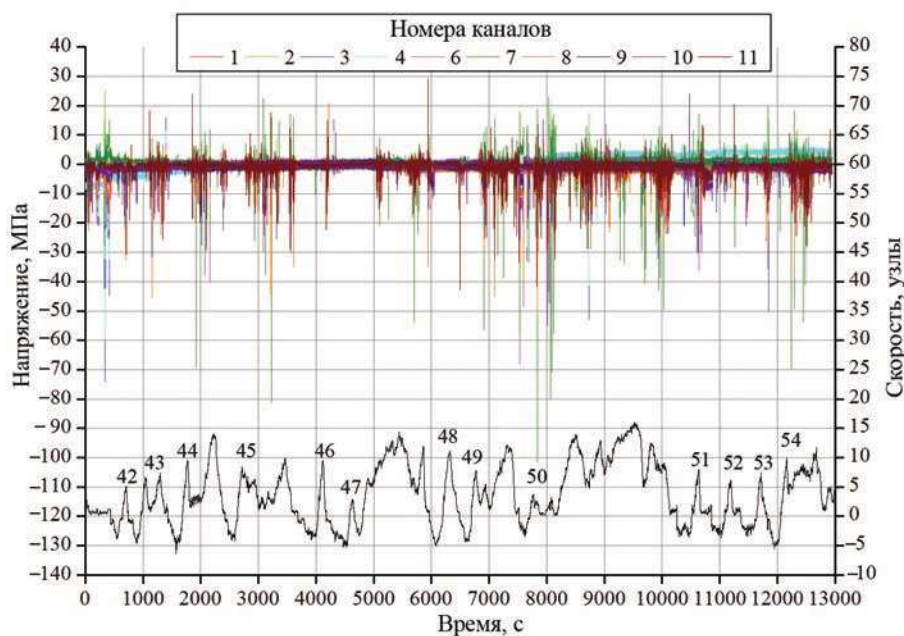


Рис. 10. Пример типичной реакции датчиков дополнительной тензометрической системы на ударные ледовые нагрузки (событие 42)

Fig. 10. Example of typical signal of additional strain gauges on impact ice loads (event 42)

запись данных во время перехода ко второму месту дрейфа. Максимальное значение напряжений было получено во время выполнения набегов (события 49–50) 30 апреля и составило 101 МПа (рис. 9), что не превышает 43 % от предела текучести.

В качестве примера типичной реакции датчиков дополнительной тензометрической системы на ударные ледовые нагрузки на рис. 10 рассмотрено событие 42. Как видно из рисунка, на этапе разгона судно взаимодействует с ранее разрушенным льдом в канале, затем происходит внедрение в сплошной неразрушенный лед, и скорость судна падает, а нагрузка на корпус возрастает. Пики нагрузок соответствуют малым скоростям, так как взаимодействие льда с датчиками на миделе происходит позднее, чем для носовых датчиков

Реакции корпусных конструкций на ледовые сжатия

По результатам мониторинга, а также визуальным наблюдениям за ледовой обстановкой реакции корпуса на сжатия, возникавшие во время дрейфа, являлись незначительными.

С помощью дополнительной тензометрической системы наибольшие сжатия были зафиксированы во время второго дрейфа 1 мая (рис. 11). В результате сжатий в ледяном поле прошла трещина, начал образовываться небольшой навал с правого борта, при этом произошло заклинивание судна, из-за чего продвижение в глубь ледяного поля для продолжения научно-исследовательских работ оказалось невозможным.

Максимальное полученное значение напряжений во время дрейфа составило 54 МПа, что не представляет опасности для корпуса НЭС «Академик Трёшников», так не превышает 23 % от предела текучести стали, из которой изготовлен корпус судна.

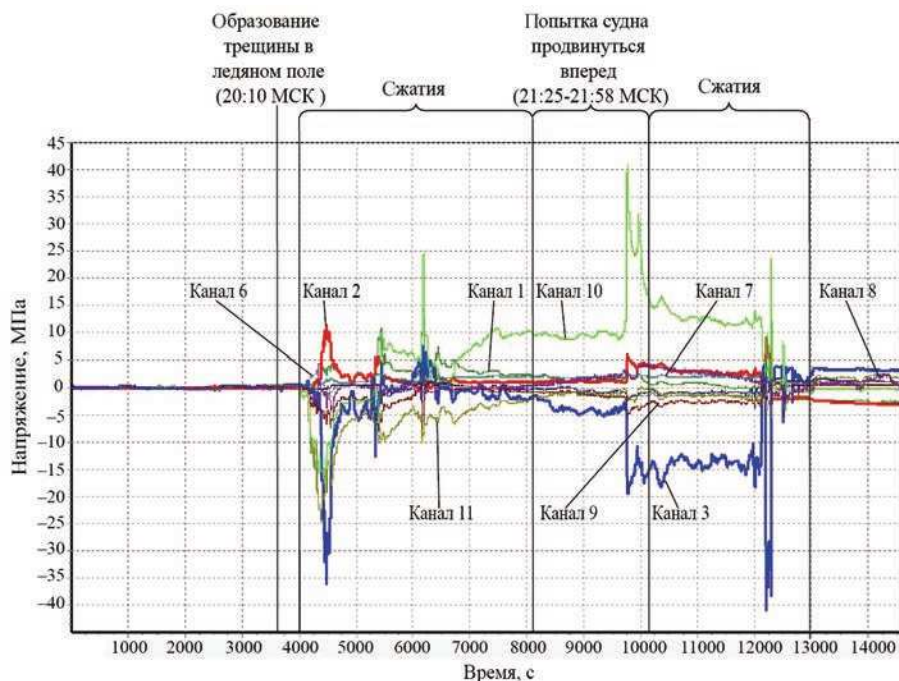


Рис. 11. Сжатия, зарегистрированные дополнительной тензометрической системой 1 мая

Fig. 11. Ice compressions registered by additional strain gauge system on 1st of May

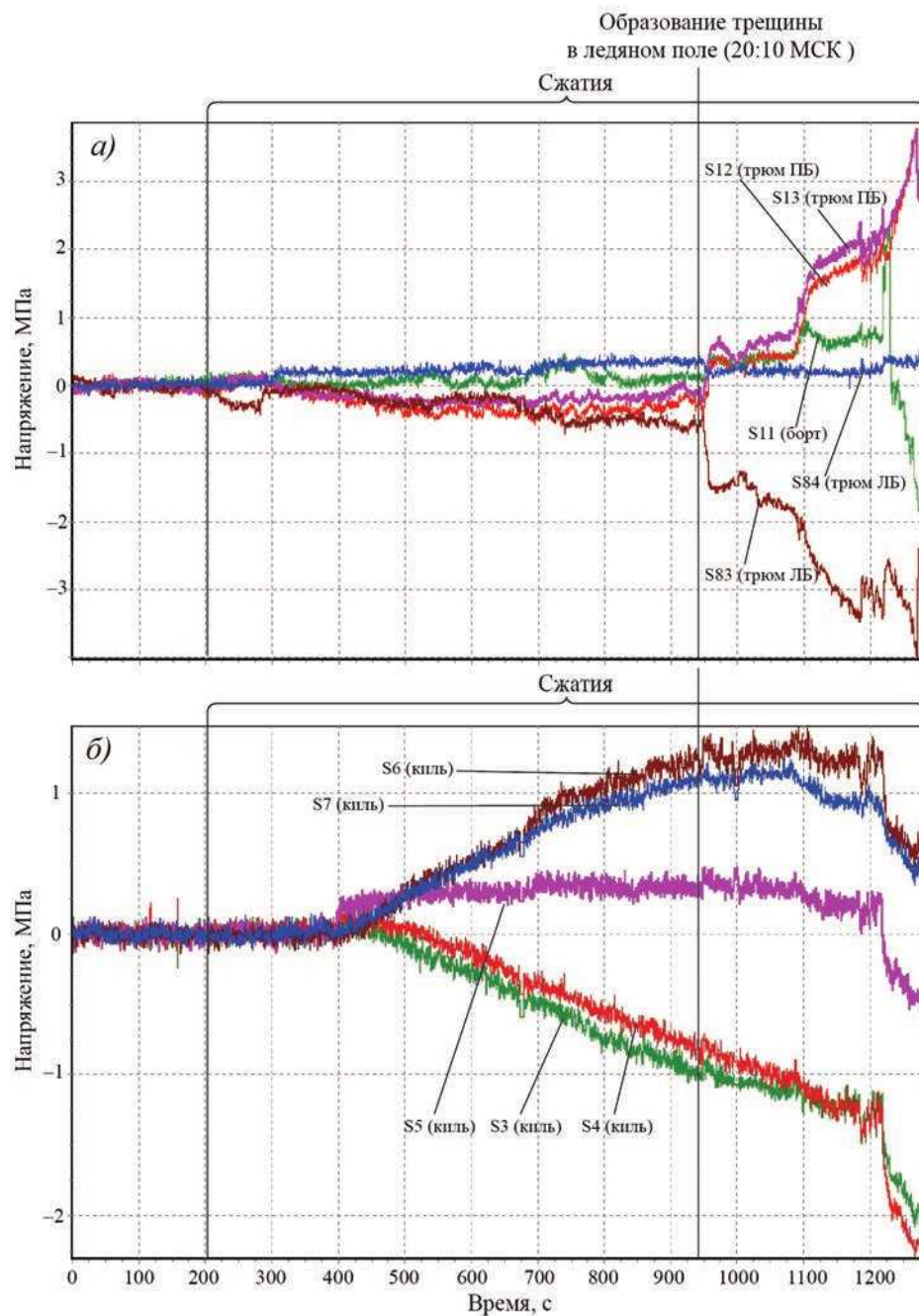


Рис. 12. Показания миделевых датчиков ШСМЛН, установленных на борту судна (а) и на днище (б), во время ледовых сжатий (01.05.2019 19:59:15 – 20:20:35 МСК)

Fig. 12. Signals of strain gauges of SILMS installed on side (*a*) and on bottom (*o*) in midship part during ice compressions (01.05.2019 19:59:15 – 20:20:35 Moscow time)

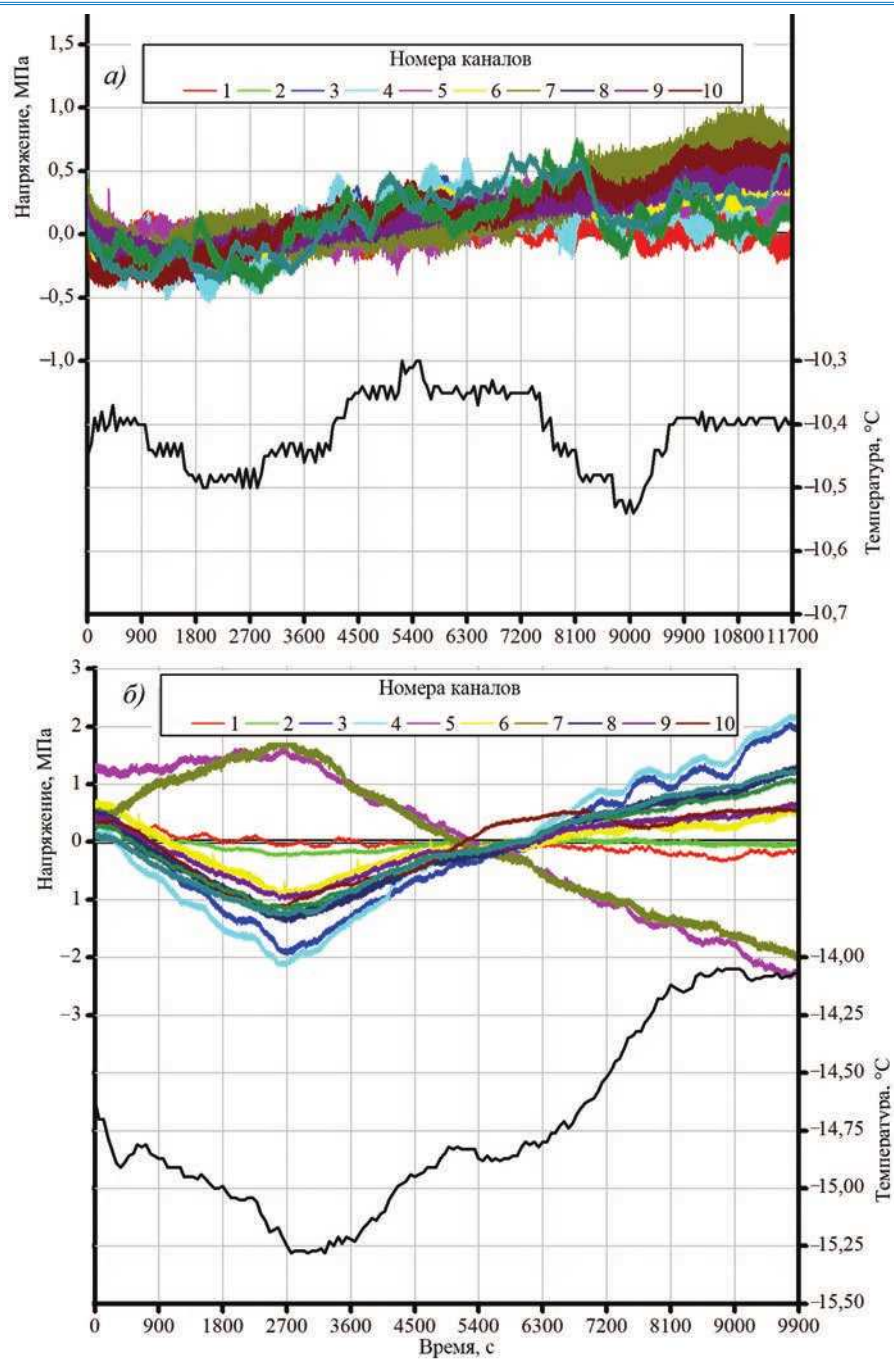


Рис. 13. Показания датчиков дополнительной тензометрической системы при изменении температуры (а) и при относительно постоянной температуре (б)

Fig. 13. Signals of additional strain gauges at temperature changes (a) and at a relatively constant temperature (b)

В качестве примера записи ШСМЛН, сделанной во время ледовых сжатий, на рисунке 12а, б показаны обработанные 20-минутные записи датчиков в миделевой части судна, также полученные 1 мая. На графиках отображены данные с датчиков, описывающих общий изгиб судна. Единственный датчик, отображающий локальные напряжения, возникающие в конструкции правого борта судна, — S11.

В целом напряжения в корпусе во время сжатий по данным датчиков ШСМЛН, определяющих общий изгиб судна, не превышали 4 МПа. При этом для датчика S11, установленного с правого борта для определения локальных напряжений, максимальное полученное значение составило 6,05 МПа во время сжатий 2 мая.

Температурные деформации

Помимо деформаций, возникающих при ледовых сжатиях, была также отмечена корреляция между изменением температуры наружного воздуха и показаниями тензометрических датчиков. На рис. 13а показаны изменения показаний датчиков дополнительной тензометрической системы при колебании температуры воздуха. На рис. 13б для сравнения показан график напряжений при относительно постоянной температуре. Такие температурные деформации также отчетливо видны на 24-часовых трендах ШСМЛН. Приведенные в статье данные позволяют оценить погрешность измерений, возникающую из-за изменения температуры, как небольшую, в пределах 5 %, в связи с чем она не оказывает существенного влияния на результаты измерений. В то же время отметим, что этот вывод справедлив только применительно к датчикам дополнительной тензометрической системы, установленной на НЭС «Академик Трёшников». При иной конструкции корпуса и ином размещении тензометрических датчиков температурные деформации могут более значительно искажать картину напряженно-деформированного состояния корпуса, в связи с чем необходима разработка методики учета температурных деформаций для использования в штатной СМЛН для ЛСП.

ОБСУЖДЕНИЕ

Наибольшие нагрузки на корпус НЭС «Академик Трёшников» при движении в ледовых условиях были зарегистрированы во время выполнения набегов при прохождении востороженных ледяных полей. При форсировании ледяных образований набегам максимальные напряжения в корпусе по данным ШСМЛН не превысили 40 % от предела текучести стали, из которой выполнен корпус НЭС, и 43 % по данным дополнительной тензометрической системы.

Для более подробной информации о напряжениях, возникающих в корпусе во время сжатий, использовалась дополнительная тензометрическая система, установленная на правом борту НЭС «Академик Трёшников». По результатам мониторинга с помощью ШСМЛН и тензометрической системы, а также визуальным наблюдениям за ледовой обстановкой и параметрами остойчивости судна реакции конструкций корпуса на сжатия, возникавшие во время дрейфа, являлись незначительными. По данным дополнительной тензометрической системы полученные напряжения в процессе сжатий не превышают 23 % от предела текучести стали, из которой изготовлен корпус.

Уточнение картины распределения напряжений предполагается в дальнейшем с использованием конечно-элементной модели бортового перекрытия НЭС «Академик Трёшников».

Необходимо отметить, что проведение тензометрических измерений является традиционным видом работ отдела ледовых качеств судов ААНИИ. Однако тензо-

метрические испытания прочности корпуса НЭС «Академик Трёшников» по столь обширной программе с измерениями во время сжатий производились впервые.

Несмотря на то, что сжатия не оказывали сильного влияния на корпус судна, полученные данные позволили выделить ряд особенностей при использовании как ШСМЛН, так и дополнительной тензометрической системы, которые будут учтены при реализации проекта СМЛН ЛСП.

Например, если записи напряжений в конструкции корпуса при ударных ледовых нагрузках имеют ярко выраженный характер, то записи температурных деформаций во время дрейфа в некоторых случаях визуально сложно отличить от записей напряжений при постоянно действующей нагрузке со стороны ледяного поля. Это может повлечь за собой неправильную интерпретацию данных, когда необходимо осуществлять мониторинг состояния корпуса в реальном времени. Для устранения этого недостатка в состав СМЛН ЛСП необходимо включить датчики температуры, которые позволят выполнять температурную компенсацию при измерениях, и подсистему контроля метеорологической обстановки, что даст возможность отслеживать изменение температуры окружающей среды.

Помимо этого, в СМЛН ЛСП в качестве измерительных элементов предлагается использовать волоконно-оптические датчики, а не электрические. Использование волоконно-оптических сенсоров позволит избежать необратимых смещений нуля, которые характерны для электрических датчиков, в результате длительных переменных нагрузок, что позволит существенно повысить точность измерений. Также преимуществами использования волоконно-оптических технологий являются: отсутствие чувствительности к электромагнитным воздействиям; стойкость к вредным воздействиям среды; абсолютная взрыво- и пожаробезопасность; большой диапазон контроля деформаций; высокая механическая прочность; стойкость к повышенным температурам, вибрациям и др.; высокая скорость передачи данных [6, 8].

Опыт использования ШСМЛН во время дрейфа показал необходимость добавления в измерительный блок СМЛН ЛСП подсистемы напряженно-деформированного состояния ледяного поля, в которую входят датчики деформаций, устанавливаемые на льду. Такое решение предоставит возможность заблаговременно предупредить о возможных опасных ситуациях, например, о начинающемся разрушении ледяного поля.

Данные, полученные в ходе экспедиции, позволили пополнить статистику параметров, характеризующих ледовую нагрузку в наблюдаемых ледовых условиях, а именно: размеры зоны контакта со льдом, продолжительность соударения и т.д. Выбор этих параметров при определении ледовых нагрузок расчетными методами существенно влияет на результаты расчетов.

В будущем также планируется создание конечно-элементной модели ЛСП, с помощью которой возможно восстановить параметры ледовых нагрузок по полученным данным СМЛН.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные в ходе экспедиции измерения ледовых нагрузок на корпусные конструкции НЭС «Академик Трёшников» подтвердили высокую прочность его корпуса, соответствие прочности корпуса требованиям Российского морского регистра судоходства к присвоенной ледовой категории и возможность его длительной автономной работы в более сложных ледовых условиях при обязательном контроле уровня напряжений с помощью ШСМЛН.

Основным результатом проведенных в ходе экспедиции исследований следует считать подтверждение правильности подходов к проектированию архитектуры СМЛН ЛСП, подтверждение работоспособности узлов системы при длительных сеансах записи и целесообразность установки подобной системы мониторинга реакций корпусных конструкций на ледовые воздействия для судов и сооружений, предполагающих долговременное базирование во льдах.

Результаты дальнейшего анализа полученных материалов будут использованы при разработке алгоритмов обработки данных для системы мониторинга ледовых нагрузок ЛСП, а также для разработки перспективных программ научных исследований деформации, разрушения и других процессов разного масштаба, происходящих в дрейфующих льдах СЛО во время будущих дрейфов ЛСП «Северный полюс».

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Все исследовательские работы и логистика экспедиционного проекта ТРАНСАРКТИКА 2019 финансировались Росгидрометом.

Благодарности. Авторы выражают благодарность экипажу НЭС «Академик Трёшников» за помощь в проведении научных исследований в ходе экспедиции.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. All research work and logistics of the TRANSARKTIKA 2019 expedition project were funded by Roshydromet.

Acknowledgments. The authors would like to thank the ship crew of R/V “Akademik Tryoshnikov” for assistance in providing scientific research during the expedition.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Макаров А.С., Лихоманов В.А., Соколов, В.Т., Чернов А.В., Половинкин В.Н., Тимофеев О.Я., Могутин Ю.Б., Симонов Ю.А. Концептуальные принципы создания полярной дрейфующей исследовательской платформы // Арктика: экология и экономика. 2018. Т. 3 (31). С. 65–75.
2. Makarov A.S., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Sokolov V.T., Frolov, I.Ye., Chernov A.V., Svistunov I.A. Perspectives of using a drifting ice-resistant platform of the “North Pole” type, which is under construction, as a multifunctional research complex in the Arctic. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 9 – 13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: <http://poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-123.pdf> (дата обращения 04.03.2020).
3. Фролов И.Е., Иванов В.В., Фильчук К.В., Макитас А.П., Кустов В.Ю., Махотина И.А., Иванов Б.В., Уразгильдеева А.В., Сёмин В.Л., Зимина О.Л., Крылов А.А., Богин В.А., Захаров В.Ю., Мальшев С.А., Гусев Е.А., Барышев П.Е., Пильгаев С.В., Ковалев С.М., Тюряков А.Б. Трансарктика-2019: зимняя экспедиция в Северный Ледовитый океан на НЭС «Академик Трёшников» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65 (3). С. 255–274.
4. Максимова П.В., Крупина Н.А., Лихоманов В.А., Чернов А.В., Свистунов И.А. Системы мониторинга ледовых нагрузок для судов и инженерных сооружений. К вопросу о создании системы мониторинга состояния объекта // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 2 (108). С. 101–112.
5. Крупина Н.А., Лихоманов В.А., Чернов А.В. Оценка ледовой ходкости НЭС «Академик Трёшников» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 57–64.
6. Клекерс Т., Гюнтер Б. Измерение деформаций: оптоволоконные сенсоры компании НВМ // Электроника: Наука, Технология, Бизнес. 2008. № 1. С. 76–78.
7. Svistunov I.A., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Chernov A.V., Krupina N.A. Experimental-analytical study of the platform “North Pole” stability under the conditions of intensive ice pressures. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic

Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. URL: <http://poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-124.pdf> (дата обращения 04.03.2020).

8. Удд Э. Волоконно-оптические датчики: Вводный курс для инженеров и научных работников. М.: Техносфера, 2008. 518 с.

9. Крупина Н.А., Лихоманов В.А., Чернов А.В. Ледовые испытания НЭС «Академик Трёшников» в первом антарктическом рейсе // Российские полярные исследования. 2013. № 2 (12). С. 39–44.

10. Максимова П.В., Тимофеев О.Я. Формирование систем мониторинга, эксплуатирующихся в ледовых условиях морских объектов // Труды Крыловского государственного научного центра. 2016. Т. 94 (378). С. 75–90.

REFERENCES

1. Makarov A.S., Likhomanov V.A., Sokolov V.T., Chernov A.V., Polovinkin V.N., Timofeev O.Ya., Mogutin Yu.B., Simonov Yu.A. Conceptual principles for creation of the drifting polar research platform. *Arktika: ekologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economy. 2018, 3(31): 65–75. [In Russian].
2. Makarov A.S., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Sokolov V.T., Frolov, I.Ye., Chernov A.V., Svistunov I.A. Perspectives of using a drifting ice-resistant platform of the “North Pole” type, which is under construction, as a multifunctional research complex in the Arctic. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13, 2019, Delft, The Netherlands. Available at: <http://poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-123.pdf> (accessed 14.03.2019).
3. Frolov I.E., Ivanov V.V., Filchuk K.V., Makshtas A.P., Kustov V.Y., Mahotina I.A., Ivanov B.V., Urazgildeeva A.V., Syoemin V.L., Zimina O.L., Krylov A.A., Bogin V.A., Zakharov V.Y., Malyshev S.A., Gusev E.A., Baryshev P.E., Pilgaev S.V., Kovalev S.M., Turyakov A.B. Transarktika-2019: winter expedition in the Arctic Ocean on the R/V “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 3: 255–274.
4. Maksimova P.V., Krupina N.A., Likhomanov V.A., Chernov A.V., Svistunov I.A. Ice loads monitoring systems for ships and engineering structures. On the problem of creating an object state monitoring system. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2016, 2 (108): 101–112. [In Russian].
5. Krupina N.A., Likhomanov V.A., Chernov A.V. Estimation of ice capability of research vessel “Akademik Tryoshnikov”. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2013, 3 (97): 57–64. [In Russian].
6. Kleckers T., Gunther B. Izmerenie deformatsii: optovolokonnye sensory kompanii HBM. Deformations measurement: HBM’s fiber-optic sensors. *Elektronika: Nauka, Tekhnologiya, Biznes*. Electronics: Science, Technology, Business. 2008, 1: 76–78. [In Russian].
7. Svistunov I.A., Maksimova P.V., Likhomanov V.A., Chernov A.V., Krupina N.A. Experimental-analytical study of the platform “North Pole” stability under the conditions of intensive ice pressures. Proceedings of the 25th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 9–13. 2019, Delft, The Netherlands. Available at: <http://poac.com/Papers/2019/pdf/POAC19-124.pdf> (accessed 14.03.2019).
8. Udd E. Fiber Optic Sensors: An Introduction for Engineers and Scientists. Moscow: Tekhnosfera, 2008. 518 p. [In Russian].
9. Krupina N.A., Likhomanov V.A., Chernov A.V. Ice trials of the R/V “Akademik Tryoshnikov” on the first Antarctic voyage. *Rossiyskie Polyarnye Issledovaniya*. Russian Polar Research. 2014, 3 (17): 10–12. [In Russian].
10. Maksimova P.V., Timofeev O.Ya. Setting up of ice-load monitoring systems for marine vessels operating in ice. *Trudy TsNII im. akad. A. N. Krylova*. Transactions of the Krylov State Research Centre. 2016, 94 (378): 75–90. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-102-114>
УДК 629.067



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

К ВОПРОСУ О ПОДАВЛЕНИИ ЦИФРОВОГО ШУМА ПРИ АВТОМАТИЧЕСКОМ ПОСТРОЕНИИ КОНТУРОВ ОБЪЕКТОВ «ЛЕД – ВОДА» ПРИ ОБРАБОТКЕ ЛЕДОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

К.Н. ЗВЯГИН^{1*}, Д.Д. МАЛЬЦЕВ²

¹ АО Всероссийский научно-исследовательский институт радиоаппаратуры,
Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный морской технический университет,
Санкт-Петербург, Россия

*k.n.zvyagin@yandex.ru

Резюме

Настоящая работа посвящена практической реализации метода подавления цифрового шума при обработке изображений, содержащих ледовую информацию. На изображениях, содержащих ледовую информацию, присутствуют характерные особенности структуры, относящиеся к шуму, такие как зернистость, блики, ледовая крошка. Это затрудняет или делает невозможным автоматическое распознавание контуров объектов «лед – вода». Известно, что успех применения методов оконтуривания зависит от того, насколько понижена зашумленность изображения. В работе предлагается метод подавления цифрового шума для автоматического распознавания контуров объектов «лед – вода» в процессе аэрофотосъемки. Статья рассматривает построение метода подавления цифрового шума, основанного на последовательном применении вейвлет-преобразования Хаара, шумоподавлении с применением трэшолдинга, кластеризации методом *k*-средних. Для последующего автоматического построения контуров объектов «лед – вода» применяется оператор Собеля. Приведено описание особенностей каждого из шагов предложенного метода и его практическое применение на изображениях, содержащих ледовую информацию.

В заключении статьи сформулированы основные достоинства метода и возможное применение алгоритма в процессе локальной доразведки ледовой обстановки фарватера Северного морского пути при использовании беспилотных летательных аппаратов для аэрофотосъемки. Это позволит увеличить частоту обновления метеопрогноза, что будет способствовать обнаружению ледяных образований по курсу судна, предоставляя возможность заблаговременно выбрать оптимальный и экономически выгодный маршрут по Северному морскому пути.

Ключевые слова: аэрофотосъемка, безопасность, беспилотный летательный аппарат, вейвлет-преобразование, метод *k*-средних, распознавание контуров, Северный морской путь.

Для цитирования: Звягин К.Н., Мальцев Д.Д. К вопросу о подавлении цифрового шума при автоматическом построении контуров объектов «лед – вода» при обработке ледовой информации // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. Вып. 1. С. 102–114. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-102-114>.

Поступила 17.12.2019

После переработки 13.02.2020

Принята 20.02.2020

REVISITING THE DIGITAL NOISE REDUCTION IN AUTOMATIC CONTOURING OF “ICE-WATER” OBJECTS

KONSTANTIN N. ZVYAGIN^{*1}, DANIL D. MALTSEV²

¹ Federal Scientific Production Center Russian National Scientific Research Institute
of Radio Equipment, St. Petersburg, Russia

² St. Petersburg State Marine Technical University, St. Petersburg, Russia

*k.n.zvyagin@yandex.ru

Summary

This work describes the practical implementation of the method for digital noise suppression during processing images containing ice information to recognize automatically the contours of «ice-water» objects during aerial photography. Images containing ice information have special characteristic structural features related to noise, e.g. granularity, glare, ice crumbs. This makes difficult or even impossible to recognize automatically the contours of ice-water objects. It is known that the success of the application of edge recognition methods depends on how much image noise is reduced. The paper discusses the construction method for the management of noise. The method is based on the sequential application of the Haar wavelet transform denoising using thresholding, clustering by *k*-means method. For the subsequent automatic construction of ice floes contours the Sobel operator is applied.

The aim of the work is to develop a method capable to process digital images effectively that contain ice information with strong digital noise. In this work we treated the images of one-year ice containing strong digital image noise in the form of granularity and in the form of ice crumbs. A description of the features of each of the steps of the proposed method and practical application is given.

As a result, the method was developed for processing images of ice information containing digital noise in absolute value commensurate with the basic data. It was noted that the use of the *k*-means method expands the scope. The *k*-rare method allows more detailed processing of ice information and distinguishes not only the contours of ice-water objects, but also the contours of ice crumbs.

The conclusion formulates the main advantages of the method and the possible application of the algorithm in the process of local exploration of the ice conditions of the Northern Sea Route channel using unmanned aerial vehicle for aerial photography. The usage of unmanned aerial vehicle for aerial photography will increase the frequency of weather forecast updates and predict the appearance of ice objects at the ship's heading. That will allow us to select the safest and most economical efficient route along the Northern Sea Route.

Keywords: air photography, computer vision, edge detection, *k*-means clustering, Northern Sea Route, safety, unmanned aerial vehicle.

For Citation: Zvyagin K.N., Maltsev D.D. Revisiting the digital noise reduction in automatic contouring of “ice-water” objects. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (1): 102–114. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-1-102-114>.

Received 12.17.2019

Revised 02.13.2020

Accepted 02.13.2020

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что в ближайшем будущем по Северному морскому пути (СМП) планируется вывоз сжиженного газа на судах в восточном направлении, поэтому в настоящее время особое внимание уделяется необходимости обеспечения высоких средних скоростей движения по трассе [1].

Для обеспечения безопасности мореплавания судов с осадкой до 15 м при круглогодичной навигации по СМП от мыса Желания на восток нужна навигация нового уровня и совершенно новая организация проводок по СМП. Вопрос повышения безопасности навигации по СМП при новых условиях эксплуатации судов

является актуальным, учитывая тот факт, что трасса Российского СМП будет проложена и промерена по мелководным арктическим морям, между островами, а также вдоль берега Восточной Сибири.

В связи с этим возникает проблема заблаговременного автоматического распознавания и выделения определенной ледовой информации, такой как объекты «лед – вода» на изображениях, содержащих айсберги, всплывшие стамухи, обломки ледяных полей, вектор дрейфа которых приближается или пересекает фарватер СМП [2]. Для увеличения дальности и частоты прогноза ледовой обстановки, за пределами видимости судовой радиолокационной станции, на расстоянии до 100 морских миль, авторы предлагают использовать аэрофотосъемку с помощью судового беспилотного летательного аппарата (БПЛА).

Одной из важных задач при обработке ледовой информации, а именно поиске контуров объектов «лед – вода», является подавление цифрового шума в процессе обработки изображений. К цифровому шуму в нашем случае мы относим дефекты изображения, вносимые фотосенсором и электроникой цифрового фотоаппарата, вследствие несовершенства технологий, например зернистость. Помехи, вносимые бликующими краями, ледовой крошкой и неоднородностями у кромки льда, также относятся к шуму при поиске контуров объектов «лед – вода». Перечисленные составляющие шума изображения, а также незначительный перепад яркости в условиях слабой освещенности на границе объектов «лед – вода» являются причиной возникновения дефектов распознавания краев объектов «лед – вода».

Известно, что обработка любых изображений — это набор многоуровневых процедур, использующих цепочку разных алгоритмов с разными промежуточными целями. Положительный эффект применения методов получения контура зависит от того, насколько понижена зашумленность изображения, выровнена его яркость, убраны блики, получены наилучшие резкость и контрастность, без потери существенных фрагментов границ искоемых объектов «лед – вода».

Одним из современных методов улучшения качества изображения является метод подавления цифрового шума в изображениях с помощью вейвлет-преобразований [3]. Этот подход получил большое развитие в 1980-х гг. с публикацией серии работ И. Добеши по дискретному вейвлет-анализу [3].

Целью нашего исследования было практическое решение локальной задачи реализации метода распознавания компьютерным зрением границ объектов «лед – вода» на фотографиях плавучего льда, выполненных с борта БПЛА в акватории Финского залива цифровым фотоаппаратом с разрешением изображения 1920×1080 пикселей в условиях естественного освещения. При этом на изображении присутствуют собственные особенности структуры и состояния поверхности льда: зернистость, блики, ледовая крошка, скрывающие истинное положение твердого края. В этом состоит отличие изображений объектов «лед – вода» от фотографий лиц людей, предметов и т.д.

МЕТОД ПОДАВЛЕНИЯ ЦИФРОВОГО ШУМА

Известно, что выделение контуров объектов играет важную роль в анализе изображений и распознавании образов при решении проблемы компьютерного зрения [4]. Контур объекта является областью перепада значений яркости. Перепад яркости — это связанное множество пикселей, лежащих на границе между двумя областями. Случайные изменения значения интенсивности на изображении называются

шумом. Алгоритмы шумоподавления обычно специализируются на подавлении одного конкретного шума [4]. Одним из методов обработки зашумленных сигналов является трешолдинг. Он представляет собой разложение рассматриваемого сигнала в вейвлет-спектр с последующей его обработкой [5]. Известно, что вейвлеты — это функции в виде коротких волн с нулевым интегральным значением [6]. Вейвлет-преобразование является разложением исходного сигнала на аппроксимирующие коэффициенты, представляющие сглаженный сигнал, и детализирующие коэффициенты, описывающие колебания [6]. Информация о шумовой компоненте в основном содержится в детализирующих коэффициентах, поэтому именно они обрабатываются при очистке от шумов. Из вейвлетов Хаара, Мейера, Добеши и Симлета для очистки сигналов от шумов в данной работе выбран вейвлет Хаара [6].

Для оценки качества шумоподавления был выбран оператор Собеля [7] как метод выделения контуров объектов «лед – вода». По данным работы [7] известно, что наиболее четкие границы объектов на изображении получаются именно при использовании оператора Собеля, который представляет собой дискретный дифференциальный оператор, вычисляющий приближенные значения производных разного порядка для функции яркости пикселей [7]. Наиболее распространенным примером практического использования этого оператора является определение контуров объектов на изображении, то есть точек резкого изменения яркости на границах объектов [7].

В качестве метода шумоподавления для обработки ледовой информации в виде фотографий, содержащих объекты «лед – вода», предложены следующие шаги:

1. Получение декомпозиции исходного изображения (на сглаженный сигнал и детализирующие коэффициенты) на основе применения вейвлет-функции Хаара к исходному изображению.

2. Применение процедуры трешолдинга (пороговой фильтрации) к детализирующим коэффициентам [8].

3. Восстановление исходного размера изображения путем обратной композиции сглаженного сигнала и отфильтрованных детализирующих коэффициентов.

Оценка качества метода производилась путем применения оператора Собеля к изображению с последующим анализом результата.

Вейвлет-функция Хаара $\psi(x)$ задавалась следующим образом:

$$\psi(x) = \begin{cases} 0, & \text{при } x < 0 \text{ и } x \geq 1, \\ 1 & \text{при } 0 \leq x < 0,5, \\ -1 & \text{при } 0,5 \leq x < 1, \end{cases} \quad (1)$$

где $\psi(x)$ — это вейвлет функция, x — обрабатываемый сигнал.

В данной работе применена (упомянутая в работе [8]) «жесткая» пороговая фильтрация, которая задана следующим образом:

$$p(x) = \begin{cases} x, & |x| \geq C, \\ 0, & |x| < C, \end{cases} \quad (2)$$

где $p(x)$ — функция трешолдинга, x — обрабатываемый сигнал, C — значение порога трешолдинга.

Оператор Собеля, используемый в данной работе, представляет собой применение матриц A_1 и A_2 последовательно по горизонтали и по вертикали к исходному изображению. Это преобразование эквивалентно дискретному дифференцированию функции распределения интенсивностей пикселей, находящихся под матрицей. Эти матрицы взаимно транспонированы и заданы следующим образом:

$$A_1 = M = \begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix}, \quad A_2 = M^T = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad (3)$$

где A_1 — это результат применения оператора Собеля к строкам изображения M , A_2 — результат применения оператора Собеля к столбцам изображения M^T .

РЕЗУЛЬТАТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА

В качестве исходного изображения было выбрано изображение в градациях серого цвета. Данное изображение является типичным изображением из серии фотографий однолетнего льда, выполненных цифровой фотокамерой (рис. 1а).

Продемонстрируем необходимость применения предлагаемого метода шумоподавления путем применения оператора Собеля непосредственно к исходному изображению. Оператор Собеля применялся последовательно к строкам и столбцам исходного изображения. Таким образом, без предварительной обработки (шумоподавления) было получено изображение следующего вида, представленного на рис. 1б.

На изображении, полученном после применения оператора Собеля непосредственно к исходному изображению, видно обилие шумов в виде множества паразит-

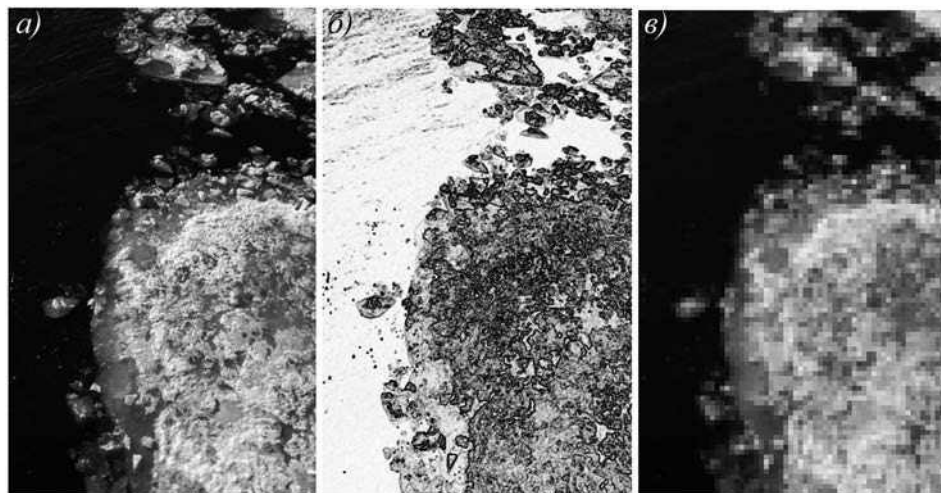


Рис. 1. Результат применения предлагаемого метода шумоподавления путем применения оператора Собеля непосредственно к исходному изображению.

a — исходное изображение льда, b — результат применения оператора Собеля к исходному изображению без шумоподавления, c — изображение льда после применения вейвлет-преобразования и трешолдинга

Fig. 1. The result of applying the proposed noise reduction method by applying the Sobel operator directly to the original image.

a — source image of ice floe, b — the result of applying the Sobel operator to the original image without noise reduction, c — image of ice floe after the wavelet-transform and thresholding

ных линий и ложных контуров. Это происходит по причине высокой интенсивности шумов. Численное значение производной по яркости шума в некоторых частях изображения сравнимо со значениями производной по яркости на границе искомого объекта «лед – вода». Также присутствует обилие ложных локальных максимумов. По этим причинам автоматическое построение контура искомого объекта путем применения единственного оператора Собеля затруднено. Однако по исходному изображению, представленному на рис. 1а, мы можем определить границы контура искомого объекта визуально.

Для обеспечения автоматизации выделения контура объекта «лед – вода» методом компьютерного зрения предполагается, что сигнал шумовой компоненты должен быть по модулю меньше основной составляющей исходного сигнала. Способ очистки от шума (при выполнении этого условия) заключается в присвоении нулевых значений коэффициентам, не превышающим некоторое пороговое значение. Процедура пороговой фильтрации называется трешолдингом детализирующих коэффициентов. В данной работе была применена так называемая «жесткая» пороговая фильтрация [8]. При этом порог фильтра принимает значение максимального детализирующего коэффициента на каждом шаге декомпозиции согласно выводу, полученному в следующем разделе.

Для проведения эксперимента авторами была составлена программа на языке C++, позволяющая управлять глубиной декомпозиции и порогом трешолдинга. Экспериментально было установлено, что для данного типа изображений оптимальной глубиной декомпозиции является третий уровень. В результате применения предложенного метода шумоподавления с уровнем декомпозиции, равным трем, и значением порога шумоподавления, равным максимальному детализирующему коэффициенту, к исходному изображению было получено модифицированное изображение (рис. 1б).

АНАЛИЗ ЭФФЕКТИВНОСТИ ШУМОПОДАВЛЕНИЯ

В цифровой обработке сигналов качество финального изображения определяется большим количеством технических характеристик. Например, таких как соотношение сигнал/шум, статистические характеристики шума, градиционные характеристики, спектральные (цветовые) характеристики и т.д. На практике для оценки качества шумоподавления или иных преобразований изображений используются такие критерии, как пиковое отношение сигнал/шум PSNR (Peak Signal-to-Noise Ratio) и среднеквадратическое отклонение (СКО).

Среднеквадратическое отклонение (СКО) согласно ГОСТ Р 8.736-2011 имеет вид:

$$MSE = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}. \quad (4)$$

Пиковое отношение сигнал/шум характеризуется следующим выражением:

$$PSNR = 20 \log_{10} \left(\frac{MAX_I}{\sqrt{MSE}} \right), \quad (5)$$

где MAX_I — максимальное значение, которое принимает пиксель изображения.

В нашем случае, при работе с изображениями в градациях серого и в 8-битном режиме, MAX_I принимает значение максимального значения пикселя 255.

Для осуществления расчета PSNR и СКО необходимо иметь исходное изображение соответствующего качества (далее исходное изображение), исходное изо-

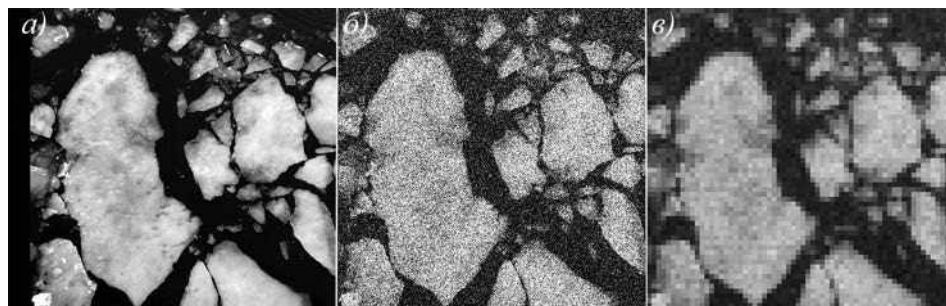


Рис. 2. Стадии изменения ледовой информации в процессе оценки СКО.

a — исходное изображение, *б* — зашумленное изображение, *в* — обработанное изображение

Fig. 2. Stages of changes in ice information during the assessment of standard deviation.

a — source image, *б* — noised image, *в* — processed image

бражение, содержащее шумовую компоненту (далее зашумленное изображение), а также изображение, прошедшее пороговую фильтрацию предложенным методом шумоподавления (далее обработанное изображение) (рис. 2).

Для получения зашумленного изображения к исходному изображению был добавлен аддитивный белый гауссовский шум, который характеризуется равномерной спектральной плотностью, нормально распределенным значением амплитуды и аддитивным (шум суммируется с полезным сигналом) способом воздействия на сигнал. Данный тип шума наиболее распространен для расчета и моделирования шума в цифровых изображениях как аналог цифрового шума [9]. Обработанное изображение является характерным результатом шумоподавления с использованием вейвлет-преобразований и трешолдинга. Конкретно для получения обработанного изображения (рис. 2в) был выбран порог трешолдинга, равный максимальной интенсивности шумовой составляющей, и глубиной декомпозиции, равной трем. При этом значение PSNR стало равно 31,4, а значение СКО стало равно 46,9.

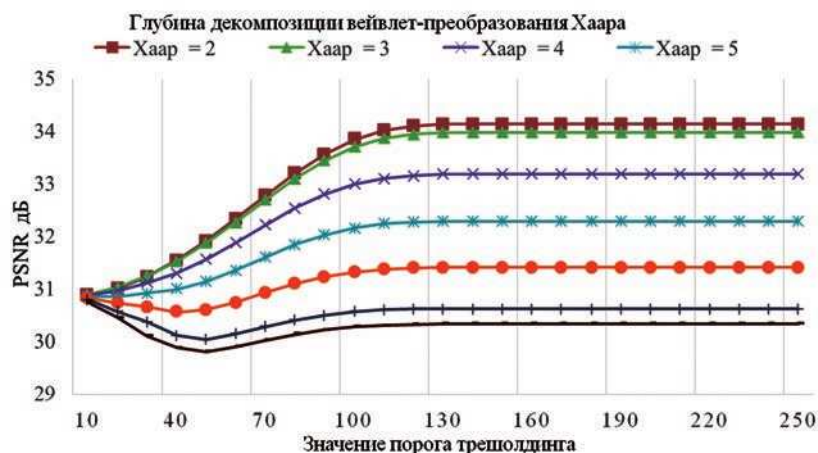


Рис. 3. Зависимость значения PSNR от глубины декомпозиции вейвлет-преобразования и значения порога трешолдинга

Fig. 3. PSNR values versus wavelet transform decomposition depth and thresholding threshold value

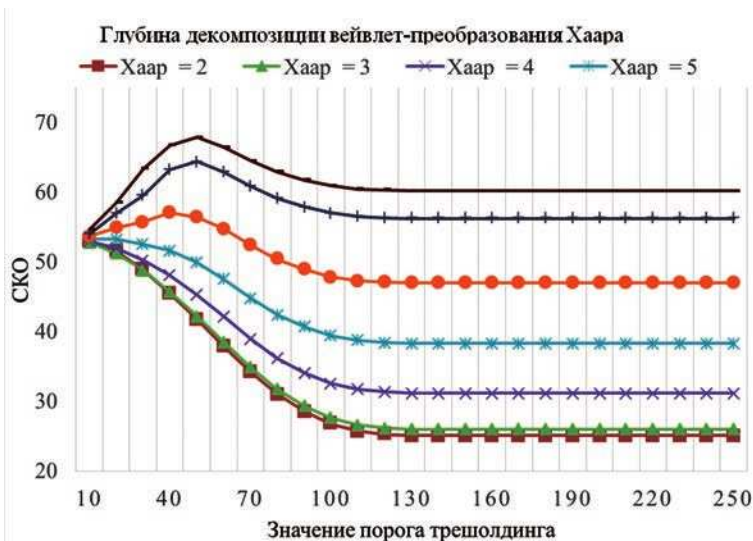


Рис. 4. Зависимость значения СКО от глубины декомпозиции вейвлет-преобразования и значения порога трешолдинга

Fig. 4. Mean squared error values versus wavelet transform decomposition depth and thresholding threshold value

Для анализа изменения характеристик PSNR и СКО было произведен ряд экспериментов на имеющихся изображениях с помощью разработанной программы на C++. В результате суммарной оценки результатов сформированы графики изменения PSNR (рис. 3) и СКО (рис. 4), показывающие зависимость изменения качества шумоподавления от глубины декомпозиции.

Анализ графиков показывает, что наиболее эффективными значениями глубины декомпозиции являются значения 2 и 3 со значением порога шумоподавления более 160. Следует заметить, что дальнейшее увеличение порога шумоподавления не влияет на ухудшение оценки PSNR. Таким образом, оптимальное значение порога шумоподавления равно максимальному значению детализирующего коэффициента при вейвлет-декомпозиции.

УЛУЧШЕНИЕ МЕТОДА

Используя полученные коэффициенты и получив обработанное изображение (см рис. 1б), применим к нему оператор Собеля. В результате обработки получим следующее изображение, представленное на рис. 5а. По сравнению с рис. 1б на рис 5а на изображении стала более четко видна граница объекта «лед – вода».

Следует отметить, что граница получилась не однозначной, а имеет паразитные линии. Данные паразитные линии возникают из-за сильного шумоподавления на каждом из шагов декомпозиции и в то же время отражают неоднородность кромки льда. Поэтому было принято решение улучшить настоящий метод шумоподавления путем добавления шага бинаризации после пункта 3.

Для разбиения исходного множества пикселей изображения на два подмножества, черного и белого соответственно, был выбран метод кластеризации k -средних [10]. Метод k -средних разбивает исходное множество на k подмножеств, используя

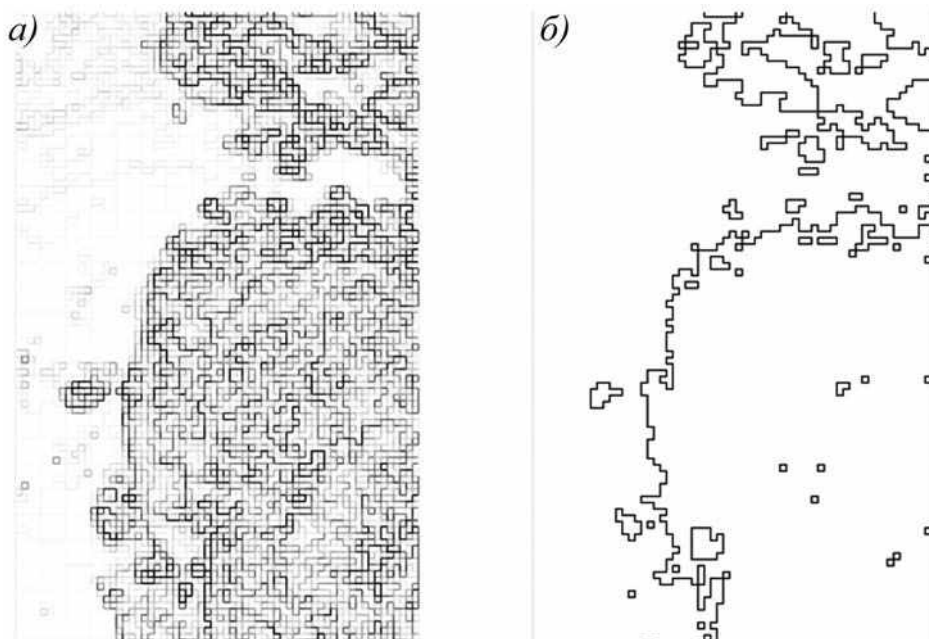


Рис 5. Результаты применения оператора Собеля к изображениям, содержащим ледовую информацию.

a — изображение после применения оператора Собеля и применения метода шумоподавления, *б* — результат автоматической прорисовки контура объекта «лед – вода» оператором Собеля после применения усовершенствованного метода шумоподавления

Fig. 5. The results of applying the Sobel operator to images, containing ice information.

a — image of the ice floe after the Sobel transform and the application of the noise reduction method, *b* — the result of automatic drawing of the contour of the “ice – water” object by the Sobel operator after the application of the improved noise reduction method

значение Евклидова расстояния как критерий разделения. Метод построен на минимизации суммарного квадратичного отклонения точек подмножеств от центров этих подмножеств. Метод *k*-средних характеризуется следующим уравнением:

$$V = \sum_{i=1}^k \sum_{x \in S_i} (x - \mu_i)^2, \quad (4)$$

где *k* — число подмножеств, *S* — полученные подмножества, *i* = 1, 2 ... *k*, μ_i — центры масс всех векторов *x* из множества *S_i*.

Приведем примеры разбиения изображения на подмножества пикселей методом *k*-средних. Число *k* задается вручную и принимает значения 3, 4, 5 в соответствии с заданным количеством результирующих подмножеств (см. рис. 6). Цветовая раскраска изображений на рис. 6 применяется автоматически и в случайном порядке, по причине особенности работы алгоритма и случайного выбора центров масс, и не зависит от типа объекта, располагающегося под тем или иным подмножеством пикселей.

На основании получившегося разбиения при значении *k* = 5 появляется возможность использовать полученные подмножества для более точной атрибуции таких объектов, как лед, вода, ледяная крошка, при дальнейшем использовании алгоритмов

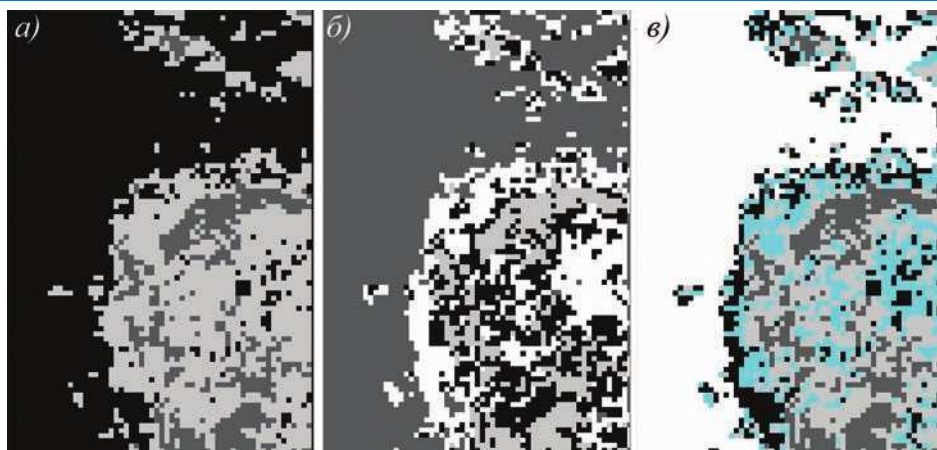


Рис. 6. Результаты кластеризации ледовой информации в зависимости от значений k .

a — изображение 1σ после применения k -средних при $k = 3$, b — изображение 1σ после применения k -средних при $k = 4$, v — изображение 1σ после применения k -средних при $k = 5$

Fig. 6. Clustering results of ice information depending on different k values.

a — image 1σ after applying k -means with $k = 3$, b — image 1σ after applying k -means with $k = 4$, v — image 1σ after applying k -means with $k = 5$

машинного обучения (см. рис. 6в). Обозначенное направление по автоматической атрибуции различных типов ледяных образований с помощью алгоритмов машинного обучения является одним из направлений дальнейшего исследования.

Применяя усовершенствованный метод шумоподавления, содержащий новый шаг обработки изображения методом k -средних, с последующим применением оператора Собеля для получения контура объекта «лед – вода» мы получаем изображение, содержащее четкий контур объекта «лед – вода» (см. рис. 5б).

В результате использования метода k -средних общее множество пикселей было поделено на подмножество пикселей открытой воды и подмножество пикселей льда. Это позволило однозначно выделить контуры объектов «лед – вода», учитывая неоднородности, такие как ледовая крошка и неровная кромка. Таким образом, применяя оператор Собеля к изображению, полученному после применения метода k -средних, можно получить искомый контур объекта «лед – вода» без помех (см. рис. 5б). Метод k -средних позволяет увеличить количество искомым множеств в общем множестве пикселей цифрового изображения. При увеличении искомым подмножеств мы получаем множество пикселей, принадлежащих ледовой крошке у кромки льда. Это открывает возможности для более детальной обработки ледовой информации и выделения контуров не только объектов «лед – вода», но и контуров ледовой крошки, ледового сала, шуги. Построение контуров перечисленных типов объектов является одним из направлений дальнейшего исследования.

Таким образом, для автоматического построения контуров объектов «лед – вода» с применением оператора Собеля настоящий метод шумоподавления состоит из следующей последовательности шагов обработки цифрового изображения:

1. Получение декомпозиции исходного изображения (на сглаженный сигнал и детализирующие коэффициенты) на основе применения вейвлет-функции Хаара к исходному изображению.

2. Применение процедуры трешолдинга (пороговой фильтрации) к детализирующим коэффициентам.

3. Восстановление исходного размера изображения путем обратной композиции сглаженного сигнала и отфильтрованных детализирующих коэффициентов.

3. Бинаризация изображения путем применения метода k -средних.

Данный метод был отработан нами на банке данных, содержащем более ста фотографий плавучего однолетнего льда, полученных в результате аэрофотосъемки с борта БПЛА в акватории Финского залива. Аэрофотосъемка проводилась в условиях дневного освещения, в метеоусловиях, характерных для марта, а именно: средняя температура воздуха в этот период $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, средняя температура воды $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$. В результате обработки имеющегося банка данных опытным путем получены следующие рекомендуемые значения. Для шумоподавления с применением вейвлет-функции Хаара эффективная глубина декомпозиции 3 или 4 со значением порога шумоподавления более 160. Для бинаризации k -средних эффективные значения k , равные 2 и 3 соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный метод подавления цифрового шума для автоматического распознавания контуров объектов «лед – вода» на базе вейвлет-преобразований повышает качество работы оператора Собеля, выделяющего контуры объектов «лед – вода», при наличии цифровых шумов, по абсолютной величине соизмеримых с основным сигналом. Метод включает в себя базисную вейвлет-функцию Хаара и применение адаптивного трешолдинга в части фильтрации, метод k -средних для отделения подмножества пикселей, принадлежащего льду, от подмножества пикселей свободной водной поверхности.

Практическое применение метода возможно для анализа ледовой информации в процедуре автоматического построения контуров объектов «лед – вода». Например, в процессе аэрофотосъемки ледяных образований при ледовой разведке с помощью БПЛА по маршруту движения судна за пределами видимости судовой радиолокационной станции. На основе полученных сведений появляется возможность выбора экономичного и безопасного курса за 6–7 часов хода до встречи с разведанными ледяными образованиями. Данная процедура может повысить безопасность фарватера СПМ в условиях полярной ночи, плохих метеоусловий, по мелководным частям ограниченного по ширине фарватера СМП. Общее усиление безопасности движения судов на трассе СМП может привести к снижению страховых платежей при интенсивной эксплуатации дорогостоящих арктических танкеров.

Использование БПЛА может потребовать дополнительной установки радиотехнической системы ближней авианавигации на судах для обеспечения авиационной безопасности в районе движения судна по фарватеру. Сведения о работе БПЛА могут быть автоматически переданы на пульт управления воздушным движением местного диспетчерского пункта или на пульт управления воздушным движением региональной авиации.

Конфликт интересов. У авторов нет конфликта интересов.

Благодарности. Авторы благодарны кандидату технических наук Н.И. Звягину за участие в подготовке статьи.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Acknowledgments. The authors would like to thank Dr. N.I. Zvyagin for his active position during preparation of this paper.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добродеев А.А., Клементьева Н.Ю., Сазонов К.Е. Несимметричное движение крупнотоннажных судов в «узком» ледовом канале // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64 (2). С. 200–207.
2. Миронов Е.У., Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Клячкин С.В., Дымент Л.Н., Захваткина Н.Ю., Май Р.И., Гузенко Р.Б., Саперишейн Е.Б., Михальцева С.В., Платонова Е.В., Астарцев Л.А. Экспериментальный аппаратно-программный комплекс спутникового мониторинга и прогноза ледовой обстановки // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 2 (112). С. 15–26.
3. Московский С.Б., Сергеев А.Н., Лалина Н.А. Очистка сигнала от шумов с использованием вейвлет-преобразования // Universum: Технические науки: электронный научный журнал. 2015. № 2 (15). URL: <http://7universum.com/ru/tech/archive/item/1958> (дата обращения 24.03.2020).
4. Буй Т.Ч., Спицын В.Г. Анализ методов выделения краев на цифровых изображениях // Доклады ТУСУР. 2010. № 2 (22). Ч. 2. С. 221–223.
5. Марусина М.Я., Анодина-Андриевская Е.М. Вейвлетный анализ в обработке томографических изображений // Научное приборостроение. 2011. Т. 21 (1). С. 71–75.
6. Звягин К.Н., Войткунская А.Я., Мальцев Д.Д. Третичная обработка радиолокационной информации с использованием вейвлет-преобразования // Морские интеллектуальные технологии. 2018. Т. 1 (4). С. 218–223.
7. Суханов Р.А., Хайдаров А.С. Применение фильтра Собеля для тектонического районирования на примере юрских отложений одного из месторождений ОАО «Славнефть-Мегийоннефтегаз» // PRОнефть. Научно-технический журнал «Газпром нефти». 2017. Вып. 1 (3). С. 20–22.
8. Обидин М.В., Серебровский А.П. Вейвлеты и адаптивный трешолдинг // Информационные процессы. 2013. Т. 13 (2). С. 91–99.
9. Евтихийев Н.Н., Стариков С.Н., Черемхин П.А. Оценка влияния динамического диапазона и шумов регистрирующих камер на качество цифровых голограмм // Оптический журнал. 2013. Т. 80 (5). С. 53–64.
10. Likas A., Vlassis N., Verbeek J. The Global K-means clustering algorithm // Pattern Recognition. 2003. V. 36. P. 451–461.

REFERENCES

1. Dobrodeev A.F., Klementyeva N.Y., Sazonov K.E. A skewed movement of large-size ships in “narrow” ice channel. *Problemy Arktiki I Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64, 2: 200–207. [In Russian].
2. Mironov E.U., Smirnov V.G., Bychkova I.A., Klyachkin S.V., Dyment L.N., Zakhvatkina N.Yu., May R.I., Guzenko R.B., Sapershteyn E.B., Mihalceva S.V., Platonova E.V., Starcev L.A. Experimental hardware-software complex of satellite monitoring and forecast of ice conditions. *Problemy Arktiki I Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2017, 2 (112): 15–26. [In Russian].
3. Moscovskiy S.B., Sergeev A.N., Lalina N.A. Cleaning of a signal from noise by using Wavelet transformation. *Universum: Technical science, digital journal*. 2015, № 2 (15). Available at: <http://7universum.com/ru/tech/archive/item/1958> (accessed 24.03.2020).
4. Bui T.Ch., Spitsyn V.G. Analysis of methods of digital images edge detection. *Doklady TUSUR*. Proceedings of TUSUR. 2010, 2 (22): 221–223. [In Russian].
5. Marusina M.Ya., Anodina-Andrievskaya E.M. Wavelet analysis in tomographic images processing. *Nauchnoe Priborostroenie*. Scientific Instrumentation. 2011, 21: 71–75. [In Russian].
6. Zvyagin K.N., Voitkunskaia A.Ya., Maltcev D.D. Tertiary treatment of radar information using wavelet transformation. *Morskie intellektualnye tehnologii*. Marine Intellectual Technologies. 2018, 1 (4): 218–223. [In Russian].

7. Suchanov R.A., Khaidarov A.S. Application of Sobel filter for tectonic zoning on the example of Jurassic deposits for one of the fields of “Slavneft-Megionneftegaz”. *PROneft'. Nauchno-tehnicheskii zhurnal “Gazprom-Oil”*. Journal of “Gazprom-Oil”. 2017, 1 (3): 20–22. [In Russian].
8. Obidin M.V., Serebroski A.P. Wavelets and adaptive thresholding. *Informacionnye processy. Information processes*. 2013, 13 (2): 91–99. [In Russian].
9. Evtikhiev N.N., Starikov S.N., Cheremkhin P.A. Estimating how the dynamic range and noise of the recording cameras affect the quality of digital holograms. *Opticheskii zhurnal*. Journal of Optical Technology. 2013, 80 (5): 301–308.
10. Likas A., Vlassis N., Verbeek J. The Global K-means clustering algorithm. *Pattern Recognition*. 2003, 36: 451–461.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

В журнале публикуются статьи по тематике исследований полярных областей, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Принимаются статьи, ранее не опубликованные и не находящиеся на рассмотрении в других изданиях.

Все материалы направляются в редакцию в электронном виде он-лайн через личный электронный кабинет автора на сайте журнала <https://www.aaresearch.science>. Авторы должны представить текст статьи со вставленными рисунками, а также отдельно оригинальные файлы рисунков (см. требования к рисункам), Акт экспертизы о возможности публикации статьи в открытой печати и файл с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6, таблиц не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

Все поступающие материалы проходят проверку на отсутствие заимствований в соответствии с этическими правилами публикаций.

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

Структура статьи

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа и ее (их) адрес; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. При этом имена авторов даются полностью, отчество сокращенно. После этого на английском языке пишутся ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Summary на русский язык).

Ключевые слова должны отражать основное содержание статьи, повторять термины из текста статьи и по возможности не повторять термины заглавия; следует помнить, что эти слова должны облегчить поиск статьи средствами информационно-поисковой системы.

Summary должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Summary на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии,

не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Аннотация на русском языке и Summary должны быть структурированными, т.е. отражать кратко проблему исследования и ее состояние, цель работы, методы, результаты и заключение.

Далее продолжается информация на русском языке: ключевые слова в соответствии с русским алфавитом (не более 10), краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) и начинается текст статьи.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

Основной текст разбивается на разделы. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи нужно поместить следующую информацию на двух языках: Конфликт интересов/Competing interests; Финансирование/Funding; Благодарности/Acknowledgments. Желательно также указать вклад авторов в работы — Вклад авторов/Authors contribution. В разделе Финансирование необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.), в Благодарностях можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи.

Подписи под рисунками даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

Рисунки и фотографии помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PNG/PSD, в векторных — CDR, AI, EPS и в формате XLS (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке. Все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подрисуночных подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

Таблицы. Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Номер и наименование таблицы (два отдельных абзаца) приводятся на русском и английском языках. Заголовок таблицы не должен превышать ДВУХ строк.

Таблицы и графы должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Если у таблицы есть примечание, оно тоже приводится на двух языках. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис.1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом:

при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы рекомендуется набирать основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

В *списке литературы* (под заголовком «Литература») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Количество источников должно быть не менее 10. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады), а также авторефератов диссертаций и диссертаций, архивных и фондовых материалов, научно-технических отчетов, учебников и учебных пособий, ГОСТов, распоряжений и пр. Количество ссылок на научно-популярные издания должно быть минимальным.

Количество самоцитирований должно быть не более 10–12 % от общего количества ссылок на оригинальные источники.

Далее прилагается второй список литературы (References). В списке на латинице строго сохраняются те же последовательность и нумерация источников, что и в «традиционном» списке. Ссылки на иностранные источники приводятся в обоих списках литературы.

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики/ Arctic and Antarctic Research».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал Проблемы Арктики и Антарктики», который обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Об Аннотациях. Редакция рекомендует всем авторам ознакомиться с Рекомендациями по оформлению аннотаций на английском языке, которые являются для иностранных ученых и специалистов основным и, как правило, единственным источником информации о содержании статьи и изложенных в ней результатах исследований.

Подписано в печать 30.03.2020
Формат 70×100 1/16
Тираж 100

Печать цифровая
Печ. л. 7,375
Заказ №

Отпечатано ИП Келлер Т.Ю.,
194044, Россия, Санкт-Петербург, ул. Менделеевская, 9.

Signed to print 30.03.2020
Format 70×100 1/16
Edition 100

Digital Printing
P.s. 7,25
Order No

Printed IE Keller T.Yu.,
194044, Russia, St. Petersburg, Mendeleevskaia str., 9.